



Titre: Mouvement des eaux souterraines et des ions majeurs dans une
Title: argile champlain depuis sa formation

Auteur: El Mehdi Benabdallah
Author:

Date: 2010

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Benabdallah, E. M. (2010). Mouvement des eaux souterraines et des ions majeurs
Citation: dans une argile champlain depuis sa formation [Thèse de doctorat, École
Polytechnique de Montréal]. PolyPublie. <https://publications.polymtl.ca/282/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/282/>
PolyPublie URL:

**Directeurs de
recherche:** Robert Chapuis
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

**MOUVEMENT DES EAUX SOUTERRAINES ET DES IONS MAJEURS
DANS UNE ARGILE CHAMPLAIN DEPUIS SA FORMATION**

EL MEHDI BENABDALLAH

DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION

DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIAE DOCTOR

(GÉNIE MINÉRAL)

Avril 2010

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Cette thèse intitulée:

MOUVEMENTS DES EAUX SOUTERRAINES ET DES IONS MAJEURS DANS UNE
ARGILE CHAMPLAIN DEPUIS SA FORMATION

Présentée par: BENABDALLAH El Mehdi

en vue de l'obtention du diplôme de : Philosophiae Doctor

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M.CHOUTEAU Michel, Ph.D., président

M. CHAPUIS Robert P., D.Sc.A, membre et directeur de recherche

M.DARLING Richard, Ph.D., membre

M. CHIASSEON Paul-André, Ph.D., membre

DÉDICACE

A Hind, mon épouse. Ce travail te doit beaucoup...Qu'il soit pour toi le témoignage de mon infinie reconnaissance pour ces années de privation, de compréhension et d'efforts communs.

A Maria, ma fille, pour tout le bonheur que tu me procures

A mes parents, pour votre soutien et encouragements. Cette thèse est l'aboutissement de tant d'efforts tout au long de ma scolarité. Qu'ils en soient remerciés par cette modeste dédicace.

A mes grands-parents, pour toutes ces années d'encouragements et de soutien.

REMERCIEMENTS

Comme le veut la tradition, je vais tenter de satisfaire au difficile exercice de la page des remerciements, peut-être la tâche la plus ardue de ces années de thèse. Non qu'exprimer ma gratitude envers les personnes en qui j'ai trouvé un soutien soit contre ma nature, bien au contraire, la difficulté tient plutôt dans le fait de trouver les mots pour remercier chaque personne qui a, d'une manière ou d'une autre, contribué au bon déroulement et l'aboutissement de ce projet.

La première personne que je tiens à remercier est mon directeur d'étude, le Pr. Robert Chapuis, qui a su me laisser la liberté nécessaire à l'accomplissement de mes travaux, tout en y gardant un œil critique et avisé. Nos échanges continuels, si riches, ont sûrement été la clé de réussite de ce travail.

J'exprime mes profonds remerciements à mes deux collègues et amis, François Duhaime et François Réginensi. Votre rigueur, votre sens de l'humour et vos connaissances ont grandement contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je voudrais aussi exprimer toute ma gratitude à Antonio Gatien. Ses connaissances pratiques, sa discipline et l'amour qu'il porte à son travail ont été pour moi, une grande source d'inspiration. Merci pour tout.

J'associe à mes remerciements l'ensemble des membres du laboratoire d'hydrogéologie, secrétaires et techniciens du département CGM pour l'ambiance chaleureuse et la bonne humeur.

Je ne saurais oublier de remercier toute l'équipe de BFI-Lachenaie avec qui j'ai eu le plaisir de collaborer pendant ces 5 dernières années. Merci à Jean-Claude Marron et Pierre Geoffroy pour leur disponibilité et leur bonne humeur.

Enfin, Je voudrais spécialement remercier mon frère Omar, pour tous les Vendredis soir studieux qu'on a passé ensemble en essayant de progresser et de développer nos talents.

RÉSUMÉ

Les argiles Champlain qui recouvrent la majorité des Basses Terres du Saint-Laurent, et notamment la région de Lachenaie près de Montréal, ont été déposées lors de l'épisode marin de la mer Champlain il y a environ 10000 ans. Les concentrations des ions Na^+ et Cl^- dans l'eau interstitielle des argiles ainsi que dans le till et le roc sous-jacents, atteignent parfois 40 % à 50 % de la concentration de ces ions dans l'eau de mer, ce qui rend l'eau souterraine impropre à la consommation et à l'irrigation agricole, ce qui est le cas dans la région de Lachenaie près de Montréal (Québec). La présence de ces importantes teneurs en sels dans l'argile et le roc ont soulevé plusieurs questions sur la nature des mouvements des eaux souterraines dans les argiles Champlain depuis leur formation ainsi que sur la migration de certains ions majeurs, et spécialement des chlorures, durant ces 10000 dernières années.

Les propriétés géotechniques, hydrauliques et géochimiques des argiles Champlain dans la région de Lachenaie (Québec) ont été étudiées afin d'essayer de comprendre les mouvements des eaux et de quelques ions majeurs dans l'argile et le roc sous-jacent. Pour cela, neuf piézomètres ont été installés dans le roc et dix-huit dans l'argile. L'argile a été échantillonnée en continu avec des tubes Shelby afin de minimiser le remaniement. Les échantillons d'argile intacte ont été recueillis, extraits au laboratoire et utilisés pour mener des analyses chimiques, isotopiques ainsi que des essais mécaniques et hydrauliques au laboratoire. Deux dispositifs d'extraction de l'eau interstitielle dans l'argile ont été mis au point afin d'extraire des volumes d'eau sans pour autant influencer les concentrations des ions majeurs et du pH. On a remarqué que le premier dispositif permet d'obtenir des échantillons d'eaux interstitielles représentatives du milieu pour des pressions d'extraction maximales de 800 kPa. Un second dispositif a été utilisé pour des pressions supérieures allant jusqu'à 30 MPa. On a pu constater une importante variation des concentrations et du pH de l'eau à partir de 1 MPa. Suite aux expériences de l'auteur, on recommande que l'eau des piézomètres installés dans le roc soit échantillonnée par la méthode connue sous le nom de purge et échantillonnage à faible débit et faible rabattement.

Les résultats des analyses chimiques de l'eau ont montré que les eaux interstitielles dans l'argile ainsi que les eaux circulant dans le roc sont des eaux extrêmement salées et impropres à la consommation et à l'usage agricole. Les analyses de ces eaux avec le carbone-14 indiquent que

ces eaux sont très vieilles et remontent à l'époque du dépôt des argiles Champlain dans un environnement marin. Les analyses isotopiques avec les isotopes ^{18}O et ^2H ont quant à elles, montré que les eaux présentes dans l'argile sont un mélange d'eaux provenant de plusieurs origines et notamment d'eaux marines, d'eaux de fontes des glaces et d'eaux météoriques modernes.

Les essais mécaniques et hydrauliques au laboratoire et in situ montrent que les eaux souterraines se déplacent verticalement et lentement dans le dépôt d'argile. La faible conductivité hydraulique de ce dernier (1×10^{-9} m/s) a été déterminée au laboratoire et in situ. La présence d'un effet d'échelle a été constatée pour les échantillons d'argile d'une hauteur inférieure à 5 cm. Des essais de pompage ont quant à eux permis d'estimer la conductivité hydraulique du roc (1×10^{-6} m/s). Aussi, les essais de consolidation œdométriques ont permis d'obtenir plusieurs informations sur les propriétés mécaniques et géotechniques des argiles Champlain à Lachenaie. Ainsi, la porosité dans les 9 sites où l'argile a été échantillonnée en continu varie entre 0,45 et 0,60. Les pressions de préconsolidation quant à elles varient entre 180 kPa et 580 kPa. Les limites de liquidité des argiles étudiées sont typiques des argiles Champlain et varient entre 40% et 77%.

La modélisation numérique a permis de constater que les conditions hydrogéologiques dans la région ont évolué durant ces 10000 dernières années. Le changement de la topographie causé par l'érosion de l'argile en est grandement responsable. Malgré les faibles gradients hydrauliques dans la couche d'argile, l'eau infiltrée par la surface de l'argile traversait cette dernière puis la couche de till et voyageait par les fissures du roc pour atteindre la zone de décharge, la rivière des Mille-Îles. Après l'érosion de l'argile dans certaines régions, des zones de résurgence de l'eau souterraine (remontée vers la surface) ainsi que des lignes de partage des eaux sont apparues, créant des régions avec des propriétés géotechniques et hydrogéologiques différentes.

En ce qui concerne la migration des chlorures dans la couche d'argile, on constate que cette dernière est non seulement contrôlée par la diffusion moléculaire mais aussi par l'advection. Les profils de concentrations de chlorures obtenus grâce aux analyses chimiques coïncident avec les résultats de la modélisation numérique. Les chlorures diffusent donc dans l'argile et sont aussi déplacés par les eaux de précipitation et de fontes des neiges infiltrées par la surface. Les mouvements des ions dans la couche d'argile ont été influencés par la présence pendant 3000 ans du lac d'eau douce Lampsilis à la surface de l'argile, ce qui a favorisé le processus de diffusion

des ions vers la surface du dépôt d'argile. Puis après la disparition de ce lac d'eau douce, la diffusion et l'advection ont ensemble été les deux processus de transport des ions. L'advection a été, tout au long de cette période qui dure depuis 7000 ans environ, influencée par des changements du régime hydrogéologique.

Enfin, une approche intégrée qui regroupe dans la même étude plusieurs disciplines et notamment l'hydrogéologie, la géotechnique, la modélisation numérique, la géochimie et l'étude isotopique a été adoptée dans ce projet. Cette approche a permis de constater que la complexité de la problématique traitée nécessite le traitement de cette dernière par plusieurs angles afin d'élucider plusieurs zones d'ombre. D'autres disciplines, comme l'étude bactériologique de l'eau et des argiles, pourraient être utilisées pour mieux comprendre les phénomènes liées à la production des bicarbonates pendant le lessivage des argiles au laboratoire ou pour mieux comprendre le processus de sulfatoréduction.

ABSTRACT

The Champlain clay that covers most of the Saint-Laurent Lowlands, and in particular the region of Lachenaie near Montreal, was deposited during the marine episode of the Champlain Sea 10000 years ago. The high concentrations of Na^+ and Cl^- in the clay pore water and in the underlying till and rock, which sometimes reach 40% to 50% of the concentration of sea water, prevent one from using the water for human consumption or agricultural irrigation. The presence of these important contents of salts in the clay and the rock raised several questions about the nature of the movements of ground water in the Champlain clays since their formation as well as on the migration of the major ions, and especially the chlorides, during these last 10000 years.

The geotechnical, hydraulic and geochemical properties of the Champlain clay in the region of Lachenaie (Quebec) were investigated in order to understand better the movements of groundwater and some major ions in the clay and the underlying bedrock.

A network composed of nine piezometers in the rock and eighteen in the clay was installed in order to monitor the chemistry of water and to do hydraulic tests. The clay was sampled continuously using Shelby tubes to minimize its reworking. These samples were extracted in the laboratory and used in the chemical and isotopic analysis and in the mechanical and geotechnical tests.

Two pore water extractors were then developed in the Hydrogeology laboratory at the École Polytechnique de Montréal: A low pressure and a high pressure device. The low pressure device made it possible to obtain representative pore water samples without affecting the major ions' concentrations and the pH for pressures lower than 800 kPa. The second device uses pressures up to 30 MPa. Large variations in the concentrations of the ions and in the pH were observed when the pressure of extraction exceeded 1 MPa. Also, as a result of the author's experiments, it is recommended that ground water in the bedrock be sampled using the low-flow purging and sampling method.

The results of the chemical analysis of the water samples show that the clay pore water and the water flowing in the underlying bedrock are extremely salty and can't be used as drinking water or for agriculture. The ^{14}C analysis indicates that these waters are very old and that their age dates back to the deposition of the Champlain clays in a marine environment. The isotopic analysis with ^{18}O and ^2H show that waters present in the clay and the rock are a mixture of waters with 3

different origins: meteoric modern waters, sea waters and waters originating from melting of glaciers.

The mechanical and hydraulic laboratory and in situ tests show that groundwater flows vertically and very slowly in the clay formation. The low hydraulic conductivity (1×10^{-9} m/s) of this Champlain clay was determined in the laboratory using triaxial and oedometric tests and in situ variable head tests. The author noticed the presence of a scale effect when conducting the permeability tests: the value of k is underestimated for samples smaller than 5 cm. Pumping tests gave an estimate of the hydraulic conductivity of the bedrock (1×10^{-6} m/s). The mechanical and geotechnical properties of the clay were obtained using consolidation tests in oedometric cells. The porosity of the clay sampled from the nine sites varies between 0,45 and 0,60. The preconsolidation pressures vary between 180 kPa and 580 kPa. The liquidity limits are typical of the limits found in other Champlain clays in Quebec and Ontario and vary between 40% and 77%.

The numerical modeling shows the evolution of hydrogeological conditions in the region during the last 10000 years. The change in the topography caused by surface erosion of the clay is mostly responsible for this evolution. Despite the low hydraulic gradients in the clay, water infiltrating from the surface of the clay reached the discharge area (Milles-Iles River) after going through the entire clay, the till and the fractured rock. After the erosion occurred, zones of resurgence and watersheds appeared in the studied region, creating subregions with different geotechnical and hydrogeological properties.

Regarding the migration of Cl^- ions, it was observed that this process was not only controlled by the molecular diffusion but also by advection. The concentration profiles obtained with the chemical analysis with the results obtained with the numerical modeling. Cl^- diffuses in the clay and is also displaced with the movement of the infiltrated rain and water of melting snow.

The migration of the ions in the clay was influenced by the presence during 3000 years of the Lampsilis freshwater Lake at the surface of the clay. This presence drove the process of diffusion of the salts toward the surface. After the Lake disappeared, both diffusion and advection took place. Dispersion was, during these 7000 years, influenced by the change in the hydrogeological regimes in the region. Finally, an integrated approach where different area of specialization, such as hydrogeology,

geotechnics, geochemistry and numerical modeling, was used in the project. This approach gave the opportunity to treat the problem from different views. A bacteriologic investigation of the water and the clay would be a recommended next step to help understand the effect of bacterial activity on the geochemical process and to demystify the phenomenon of bicarbonate production observed during leaching in the laboratory.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ.....	V
ABSTRACT	VIII
TABLE DES MATIÈRES	XI
LISTE DES TABLEAUX.....	XVI
LISTE DES FIGURES.....	XVIII
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XXIX
LISTE DES ANNEXES	XXXIII
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1 PRÉSENTATION DU PROJET	2
1.1 Problématique, objectifs et hypothèses de recherche.....	2
1.2 Méthodologie de la recherche	4
1.2.1 Travaux de terrain	5
1.2.2 Travaux de laboratoire	5
1.2.3 Modélisation numérique.....	6
1.2.4 Organisation de la thèse	7
CHAPITRE 2 ÉTAT DE L'ART	9
2.1 Historique et formation de la mer Champlain.....	9
2.2 Propriétés générales des argiles Champlain: Géologie et minéralogie	15
2.3 Hydrogéologie des argiles Champlain et origine de la salinité.....	19
2.4 Propriétés mécaniques et hydrauliques des argiles	24
2.5 Échantillonnage des eaux souterraines.....	31

2.6	Extraction de l'eau interstitielle de l'argile	41
2.7	Analyses isotopiques: Oxygène 18 et deutérium	45
2.8	Datation des eaux souterraines avec le Carbone 14	51
2.9	Caractérisation des aquitards.....	56
2.10	Études hydrogéologiques et géotechniques antérieurs du site	59
2.10.1	Conductivités hydrauliques du till et de l'argile	60
2.10.2	Eaux interstitielles de l'argile et du till	61
2.11	Migration des ions: Théorie	62
2.11.1	Le processus de transport par advection	62
2.11.2	Le processus de transport par dispersion.....	65
CHAPITRE 3	MÉTHODOLOGIE ET THÉORIES.....	82
3.1	Méthodes de laboratoire	82
3.1.1	Essais de perméabilité en cellule triaxiale.....	82
3.1.2	Essais de consolidation et de perméabilité en cellule œdométrique	85
3.1.3	A propos des essais de perméabilité au laboratoire.....	90
3.1.4	Essais d'identification géotechnique	91
3.1.5	Extraction d'eau interstitielle de l'argile	94
3.2	Méthodes in situ	101
3.2.1	Forages et installation des piézomètres.....	101
3.2.2	Essais de perméabilité in situ	103
3.2.3	Échantillonnage de l'eau dans le roc.....	107
3.2.4	Charges hydrauliques et notion de temps de réponse (Time Lag)	108
3.3	Modélisations numériques.....	110
3.3.1	Écoulement et transport des ions.....	110

3.3.2	Différentes méthodes pour déterminer les dispersivités	112
CHAPITRE 4 LE SITE ET LES RÉSULTATS DES ESSAIS		126
4.1	Localisation du site.....	126
4.1.1	Stratigraphie	129
4.1.2	Cartes et forages	132
4.2	Minéralogie des sols.....	135
4.3	Quelques propriétés géotechniques des argiles	137
4.4	Purge et échantillonnage des eaux souterraines	156
4.5	Échantillonnage de l'eau dans les piézomètres: pour ou contre?	161
4.6	Conductivité hydraulique de l'argile.....	166
4.6.1	Conductivité hydraulique au laboratoire	166
4.6.2	Conductivité hydraulique in situ	171
4.7	Prédiction de la conductivité hydraulique dans l'argile	174
4.7.1	Méthode de Kozeny-Carman	175
4.7.2	Méthode de Mbonimpa et al. (2002).....	175
4.8	Effets d'échelle dans les argiles Champlain.....	180
4.9	A propos des essais de perméabilité.....	184
4.10	Effet de la pression d'extraction sur la composition chimique	185
4.11	. Résultats des analyses d'ions majeurs et profils vs profondeur	195
4.12	Analyses isotopiques et profils obtenus	218
4.13	Datation de l'eau souterraine au ^{14}C	227
4.14	Charges hydrauliques et carte piézométrique.....	235
CHAPITRE 5 MODÉLISATION NUMÉRIQUE.....		247
5.1	Modélisation de l'écoulement de l'eau souterraine avec Seep/W.....	247

5.1.1	Création d'une géométrie de base	247
5.1.2	Propriétés des matériaux	250
5.1.3	Génération d'un maillage en éléments finis	250
5.1.4	Définition du type de problème	250
5.1.5	Définition des conditions aux frontières	251
5.1.6	Définition des points d'observation	251
5.1.7	La visualisation des résultats	251
5.2	Modélisation de la migration des chlorures avec Ctran/W	267
5.2.1	Propriétés des matériaux	268
5.2.2	Conditions aux frontières	270
5.2.3	Type de l'analyse	270
5.2.4	Stabilité du modèle numérique	271
5.2.5	Résultats: Modélisation de la migration des chlorures	273
CHAPITRE 6 SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS		305
6.1	Localisation et géologie	305
6.2	Minéralogie et géotechnique	305
6.3	Conductivité hydraulique des argiles	307
6.4	Gradients hydrauliques et vitesses d'écoulement	308
6.5	Échantillons d'eau souterraine circulant dans l'argile et le roc	310
6.6	Chimie de l'eau souterraine	315
6.7	Analyses isotopiques de l'eau souterraine	317
6.8	Modélisation numérique	318
CONCLUSIONS		321
BIBLIOGRAPHIE		323

ANNEXES	358
---------------	-----

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Épisodes de la formation de la Mer Champlain	10
Tableau 2.2: Protocole simplifié d'échantillonnage d'eaux souterraines (adapté de Barcelona 1985).....	40
Tableau 2.3: Propriétés et artefacts des techniques courantes d'extraction d'eau interstitielle (selon OCDE, 2000).....	43
Tableau 2.4: Avantages et inconvénients de la méthode de datation au ^{14}C (modifié de Kazemi et al. 2006).....	55
Tableau 2.5: Propriétés mécaniques de l'argile dans le site BFI-Lachenaie (GSI, 2003).....	60
Tableau 2.6: Conductivité hydraulique in situ dans le till et l'argile (d'après GSI, 2001)	61
Tableau 2.7: Quelques valeurs du coefficient de diffusion pour des anions et cations.....	70
Tableau 2.8: Coefficients de diffusion effectifs, apparents et de distribution de Cl^- et du Na^+ obtenus de trois essais de diffusion au NaCl sur une argile de Champlain (Ste-Adelphe)	78
Tableau 2.9 : Coefficients de diffusion effective pour plusieurs ions dans des sols argileux (extrait de Garga et O'Shaughnessy, 1994)	81
Tableau 3.1: Valeurs des constantes c et m selon la nature du milieu géologique. [Extrait de Schulze-Makuch 2005]	122
Tableau 4.1: Analyses semi-quantitatives par diffractométrie de rayons X sur des échantillons d'argile	136
Tableau 4.2: Analyses semi-quantitatives par diffractométrie de rayons X sur des échantillons de roc.....	136
Tableau 4.3: Comparaison des propriétés des argiles Champlain de l'est du Canada avec les argiles de Lachenaie (extrait de Claveau-Mallet, 2008)	145
Tableau 4.4: Débits, vitesses, conductivités hydrauliques et gradients pendant la purge des piézomètres dans le roc	157
Tableau 4.5: Conductivités hydrauliques in situ des différents forages.....	171

Tableau 4.6: Valeurs et paramètres utilisés pour estimer la conductivité hydraulique avec la méthode de Mbonimpa et al. (2002) pour cinq échantillons d'argile	180
Tableau 4.7: Valeurs et paramètres utilisés pour estimer la conductivité hydraulique avec la méthode de Kozeny-Carman pour six échantillons d'argile.....	180
Tableau 4.8: Valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans l'eau interstitielle des différents forages	221
Tableau 4.9: Résultats des analyses de carbone 14 (Sites 01, 02 et 03).....	229
Tableau 4.10: Résultats des analyses de carbone 14 (Sites 04, 05 et 06).....	230
Tableau 4.11: Résultats des analyses de carbone 14 (Sites 07, 08 et 09).....	231
Tableau 4.12: Carbone inorganique dissous en fonction de la profondeur	233
Tableau 4.13: Élévations de la nappe et conductivités hydrauliques dans le till	239
Tableau 4.14: Suivi du niveau de la nappe dans le till et dans le roc.....	240
Tableau 4.15: Propriétés des forages dans le roc et charges hydrauliques	243
Tableau 4.16: Propriétés des piézomètres dans l'argile, niveaux statiques et gradients	244
Tableau 5.1: Charges et gradients hydrauliques calculés dans l'argile	260
Tableau 5.2: Méthodes de détermination des dispersivités longitudinale et transversale.....	269
Tableau 5.3 : Les différents cas utilisés lors de la modélisation de la migration des chlorures...	304
Tableau 6.1: Gradients hydrauliques et vitesses d'écoulement dans la couche d'argile pour le modèle actuel.....	309
Tableau 6.2: Gradients hydrauliques et vitesses d'écoulement dans l'argile pour le modèle post érosion	309

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1: Extension maximale des eaux salées de la Mer de Champlain	9
Figure 2.2: Haut: Périodes, époques, étapes et âge	11
Figure 2.3: Épisodes de formation de la Mer Champlain entre -14 000 et -6000 ans.....	12
Figure 2.4: Retrait des glaciers et formation des lacs pro-glaciaires	13
Figure 2.5: Processus de formation de la Mer Champlain et natures des dépôts dans la région d'Ottawa-Gatineau	14
Figure 2.6: Modèle hypothétique de répartition de la salinité au niveau du contact entre eaux marines et eaux de fonte glaciaire aux abords de la calotte (modifié d'après Wassenaar et al.1988).....	15
Figure 2.7: Histoire géologique d'un dépôt argileux	25
Figure 2.8: Activité des argiles de la mer Champlain	27
Figure 2.9: Relation entre l'indice de compression et l'indice des vides pour les argiles de la mer Champlain. Extrait de Leroueil et al. (1983).....	27
Figure 2.10: Variation de la perméabilité verticale en fonction de l'indice des vides pour différentes argiles canadiennes (Tavenas et al. 1983).....	29
Figure 2.11: Relation C_k - e_o pour différentes argiles naturelles (Tavenas et al. 1983).....	31
Figure 2.12: Différences entre purge à faible débit (gauche) et la purge traditionnelle (Extrait de Ritchey 2002)	36
Figure 2.13: Causes de la variation du rapport $\delta^2\text{H}$ sur $\delta^{18}\text{O}$ (Extrait de Kresic 2007)	48
Figure 2.14: Variation annuelles et saisonnières de $\delta^{18}\text{O}$ (Extrait de Kresic 2007).....	48
Figure 2.15: Transport par advection d'un contaminant	64
Figure 2.16: Transport par advection et dispersion du contaminant	65
Figure 2.17: écoulement de l'eau dans un media poreux (extrait de : http://www.cee.vt.edu/ewr/environmental/teach/gwprimer/disperse/disperse.html)	66
Figure 2.18: Ratio D_L/D_d et D_T/D_d par rapport au nombre de Péclet (Fetter 1999)	73

Figure 2.19 : Illustration du processus de sorption	75
Figure 2.20 : Programme expérimental suivi pour la caractérisation d'argiles ainsi que les essais de laboratoire (Montgrain, 1997)	78
Figure 3.1: Cellule triaxiale et branchements.....	84
Figure 3.2: Cellules triaxiales et panneaux des burettes.	84
Figure 3.3: Cellules œdométriques pendant un essai de consolidation.....	89
Figure 3.4: Branchements pour un essai de perméabilité sur une cellule œdométrique	89
Figure 3.5: Appareil de Casagrande utilisé pour déterminer les limites de liquidité	93
Figure 3.6: Photo du dispositif d'extraction à basse pression	96
Figure 3.7: Préparation et montage de l'argile sur le dispositif d'extraction à basse pression	98
Figure 3.8: Dispositif d'extraction d'eau interstitielle à haute pression	100
Figure 3.9: Opération de forage pour l'installation des piézomètres	102
Figure 3.10: Foreuse utilisée dans le cadre du projet.....	102
Figure 3.11: Procédure pour rendre un modèle opérationnel (Cornaton et Perrochet 2007)	112
Figure 3.12: Dispersivité longitudinale versus échelle d'observation, identifiée par le type d'observation et le type d'aquifère [d'après Gelhar et al. 1992].....	114
Figure 3.13: Dispersivité longitudinale versus échelle d'observation, données classées par degré de fiabilité [d'après Gelhar et al. 1992].....	115
Figure 3.14: Dispersivité transversale (horizontale) versus échelle d'observation, données classées par degré de fiabilité [d'après Gelhar et al. 1992).....	116
Figure 3.15: Dispersivité transversale (verticale) versus échelle d'observation, données classées par degré de fiabilité [d'après Gelhar et al. 1992].....	117
Figure 3.16: Dispersivité longitudinale versus l'échelle d'observation	120
Figure 3.17: Dispersivité longitudinale versus l'échelle d'observation pour des média consolidés (Schulze-Makuch, 2005)	121
Figure 3.18: Méthodologie pour déterminer le spectre des dispersivités (Al-Suwaiyan, 1996) ..	123

Figure 3.19: Comparaison entre différentes estimations des dispersivités	124
Figure 4.1: Localisation du site du projet (source: Google Map)	126
Figure 4.2: Dépôts meubles de la région de Lacheanie.....	128
Figure 4.3: Dépôts de surface dans la zone d'étude (Dion, 1978)	131
Figure 4.4: Schéma des puits d'observation des eaux souterraines dans l'argile et le roc.....	133
Figure 4.5: Emplacement des 9 sites abritant les forages	134
Figure 4.6: Distribution de la fraction argileuse (% passant à 2 microns)	138
Figure 4.7: Densité des grains de l'argile versus la profondeur de l'échantillon.....	138
Figure 4.8: Évolution de la limite de liquidité et du pourcentage plus petit que 2 microns par rapport à l'élévation	139
Figure 4.9: Abaque de Casagrande pour les limites de consistance et positionnement des valeurs obtenues.....	140
Figure 4.10: Répartition des limites de plasticité de l'argile de Lachenaie	140
Figure 4.11: Pressions de préconsolidation versus élévation.....	141
Figure 4.12: Relation entre la salinité et la sensibilité de quelques argiles (Extrait de Claveau-Mallet, 2008)	142
Figure 4.13: Indice de compression versus e_0 pour les argiles de Lachenaie	143
Figure 4.14: Superposition des valeurs de C_c versus e_0 sur le graphe de Leroueil et al. (1983) .	143
Figure 4.15: Activité des argiles Champlain.....	144
Figure 4.16: Profil géotechnique du site 1	146
Figure 4.17: Profil géotechnique du site 2	147
Figure 4.18: Profil géotechnique du site 3	148
Figure 4.19: Profil géotechnique du site 4	149
Figure 4.20: Profil géotechnique du site 5	150
Figure 4.21: Profil géotechnique du site 6	151

Figure 4.22: Profil géotechnique du site 7	152
Figure 4.23: Profil géotechnique du site 8	153
Figure 4.24: Profil géotechnique du site 9	154
Figure 4.25: Évolution de la conductivité électrique pendant la micropurge	159
Figure 4.26: Évolution de la température et du pH pendant la micropurge	159
Figure 4.27: Évolution de la salinité de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans le roc (Mai 2009)	162
Figure 4.28: Évolution de la salinité de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans l'argile (Mai 2009).....	163
Figure 4.29: Évolution du pH de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans le roc (Mai 2009)	163
Figure 4.30: Évolution du pH de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans l'argile (Mai 2009).....	164
Figure 4.31: Évolution de la température par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans le roc (Mai 2009).....	164
Figure 4.32: Évolution de la température par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans l'argile (Mai 2009).....	165
Figure 4.33: Conductivité hydraulique de l'argile en fonction de l'élévation de l'échantillon ...	167
Figure 4.34: Conductivité hydraulique en fonction de la profondeur de l'échantillon	168
Figure 4.35: Conductivité hydraulique en fonction de la hauteur de l'échantillon.....	168
Figure 4.36: Conductivité hydraulique de l'argile versus les contraintes effectives horizontales à différentes élévations.....	170
Figure 4.37: Indice des vides e versus conductivité hydraulique pour différentes argiles.....	170
Figure 4.38: Conductivité hydraulique moyenne in situ	173
Figure 4.39: Emplacement des sites et conductivités hydrauliques en haut et en bas de la couche d'argile	173

Figure 4.40: Conductivité hydraulique in situ en fonction de la longueur de la crépine	174
Figure 4.41: Évolution des conductivités hydrauliques prédites en fonction de la profondeur ...	178
Figure 4.42: Conductivité hydraulique versus indice des vides.....	179
Figure 4.43: Conductivité hydraulique de l'argile en utilisant la méthode in situ et les méthodes de laboratoire.....	183
Figure 4.44: Variation de la concentration de Na^+ en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R).....	187
Figure 4.45: Variation de la concentration de Cl^- en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R).....	187
Figure 4.46: Variation de la concentration de Ca^{++} en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R).....	188
Figure 4.47: Variation de la concentration de K^+ en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R).....	188
Figure 4.48: Variation de la concentration de Mg^{++} en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R).....	189
Figure 4.49: Évolution de la concentration de Na^+ avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression.....	190
Figure 4.50: Évolution de la concentration de Cl^- avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression.....	191
Figure 4.51: Évolution de la concentration de Ca^{++} avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression.....	191
Figure 4.52: Évolution de la concentration de SO_4^{2-} avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression.....	192
Figure 4.53: Évolution de la concentration de K^+ avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression.....	192
Figure 4.54: Évolution de la concentration de Mg^{2+} avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression.....	193

Figure 4.55: Évolution de la concentration de HCO_3^- avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression	193
Figure 4.56: Évolution du pH avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression	194
Figure 4.57 : Diagramme de Piper pour le forage FP-06-02R	197
Figure 4.58: Diagramme de Piper pour le forage FP-07-05R	198
Figure 4.59: Diagramme de Piper pour le forage FP-06-01R	198
Figure 4.60: Diagramme de Piper pour le forage FP-08-08R	199
Figure 4.61: Diagramme de Piper pour le forage FP-07-06R	199
Figure 4.62: Diagramme de Piper pour le forage FP-08-09R	200
Figure 4.63: Diagramme de Piper pour le forage FP-07-04R	200
Figure 4.64: Diagramme de Piper pour le forage FP-06-03R	201
Figure 4.65: Diagramme de Piper pour l'ensemble des forages	201
Figure 4.66: % Na^+ dans l'eau d'argile et dans le roc par rapport à l'eau de mer.....	202
Figure 4.67: % de Cl^- dans l'eau d'argile et dans le roc par rapport à l'eau de mer	203
Figure 4.68: Évolution de la concentration du sodium Na^+ par rapport à la profondeur	204
Figure 4.69: Évolution de la concentration des chlorures Cl^- par rapport à la profondeur	204
Figure 4.70: Concentration des chlorures (Cl^-) versus la concentration du sodium (Na^+).....	205
Figure 4.71: Concentration du potassium en fonction de la profondeur	206
Figure 4.72: Concentration du magnésium en fonction de la profondeur.....	207
Figure 4.73: Concentration des chlorures (Cl^-) versus la concentration du potassium (K^+).....	208
Figure 4.74: Somme des concentrations ($\text{Ca} + \text{Mg}$) versus la somme des concentrations des sulfates et carbonates ($\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$).....	209
Figure 4.75: Concentration du magnésium (Mg^{2+}) versus la concentration des chlorures (Cl^-)..	210
Figure 4.76: Évolution du rapport Ca/Mg par rapport à la concentration des chlorures.....	210
Figure 4.77: Concentration des (HCO_3^-) versus la concentration des (Cl^-)	212

Figure 4.78: SO_4^{2-} versus Cl^-	212
Figure 4.79: Concentration des SO_4^{2-} versus la profondeur	213
Figure 4.80: Variation de I^- par rapport à la profondeur	214
Figure 4.81: Concentration des chlorures (Cl^-) versus concentration des bromures (Br^-)	215
Figure 4.82: Concentration (mg/L) en sels dans le roc dans les 9 sites	217
Figure 4.83: Variation de $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à la zone géographique	219
Figure 4.84: Variation de $\delta^2\text{H}$ par rapport à la zone géographique.....	219
Figure 4.85: Variation de l'excès en deutérium par rapport à la zone géographique	220
Figure 4.86: Variation de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et de l'excès en deutérium entre 1976 et 1983 à Sainte-Agathe (Québec)	220
Figure 4.87: Variation de $\delta^{18}\text{O}$ avec la profondeur	224
Figure 4.88: Différents processus pouvant influencer la relation entre le deutérium et l'oxygène-18 (source: Kresic 2007)	224
Figure 4.89: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux souterraines, les eaux de précipitation et l'eau de la rivière du St-Laurent	225
Figure 4.90: Concentration des chlorures Cl^- versus $\delta^{18}\text{O}$	226
Figure 4.91: Positionnement des échantillons d'eau par rapport à la ligne de partage de Hillaire-Marcel (1988).....	226
Figure 4.92: Âge apparent non corrigé de l'eau souterraine en fonction de l'élévation	232
Figure 4.93: Obturateur et capteur de pression utilisés pour obtenir les niveaux d'eau dans les piézomètres.....	236
Figure 4.94: Exemple des données obtenues avec le capteur de pression lors de l'utilisation des obturateurs.....	237
Figure 4.95: Niveau de la rivière des Mille-Îles dans la station 043208 à Terrebonne	238
Figure 4.96: Charges hydrauliques dans le roc dans les 9 sites	243
Figure 4.97: Carte piézométrique de la zone d'étude et sens d'écoulement.....	246

Figure 5.1: Géométrie réaliste tout au long de la ligne L1	248
Figure 5.2: Géométrie simplifiée du problème	249
Figure 5.3: Charge hydraulique dans le roc pour les modèles réel et simplifié	249
Figure 5.4: Lignes d'écoulement et équipotentiels dans le modèle à géométrie réaliste	252
Figure 5.5: Équipotentiels et lignes d'écoulement (modèle simplifié)	253
Figure 5.6: Évolution des charges hydrauliques in situ et celles obtenues avec Seep dans le roc en fonction de la distance	255
Figure 5.7: La charge hydraulique obtenue avec Seep versus la charge hydraulique mesurée in situ dans le roc et l'argile	255
Figure 5.8: Évolution de la charge hydraulique dans le roc en fonction du niveau de la rivière des Mille-Îles	256
Figure 5.9: Évolution de la charge hydraulique dans le roc avec la variation de la conductivité hydraulique	257
Figure 5.10: Charges hydrauliques dans l'argile en variant la conductivité hydraulique (site 2)	257
Figure 5.11: Charges hydrauliques dans l'argile en variant la conductivité hydraulique (site 1)	258
Figure 5.12: Évolution de la charge hydraulique dans le roc	259
Figure 5.13: Charges hydrauliques dans l'argile en fonction de l'élévation dans chaque site	259
Figure 5.14: Variation des composantes de la vitesse V_x et V_y dans le roc selon x	260
Figure 5.15: Variation de V_y dans l'argile, le till et le roc à $x=1200m$, $3900m$ et $6000m$	261
Figure 5.16: Équipotentiels et lignes d'écoulements pour le modèle avant érosion	264
Figure 5.17: Évolution de la charge hydraulique dans le roc dans le modèle avant érosion	265
Figure 5.18: Évolution de la charge hydraulique en fonction de l'élévation à différentes positions (selon x) dans le modèle avant érosion	265
Figure 5.19: Variation des composantes de la vitesse V_x et V_y dans le roc pour le modèle avant érosion	266

Figure 5.20: Variation des composantes de la vitesse V_x et V_y dans la couche d'argile dans le modèle avant érosion.....	266
Figure 5.21: Équipotentiels et lignes d'écoulement pour le modèle 40m X 22m	273
Figure 5.22: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans en prenant en compte la diffusion et l'advection	274
Figure 5.23: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans dans le cas d'une diffusion seulement	275
Figure 5.24: Déplacement des particules (chlorures) par advection seulement en 4000 ans	276
Figure 5.25: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 40 m X 22 m (modèle advection et diffusion)	276
Figure 5.26: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 40 m X 22 m (modèle diffusion seulement).....	277
Figure 5.27: Lignes d'écoulement dans l'argile pour le modèle 1000 m X 22 m et un gradient de 0.08.....	277
Figure 5.28: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=4000$ ans (advection et diffusion)	278
Figure 5.29: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (modèle advection et diffusion)	279
Figure 5.30: Distribution du nombre de Peclet Pe_y	280
Figure 5.31: Distribution du nombre de Courant C_y dans la couche d'argile	280
Figure 5.32: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=4000$ ans dans le cas d'une diffusion seulement	281
Figure 5.33: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=10000$ ans (advection et diffusion)	282
Figure 5.34: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=10000$ ans (diffusion seulement).....	282

Figure 5.35: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans dans le cas d'une diffusion à partir de l'argile vers le roc sous-jacent.....	283
Figure 5.36: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (diffusion de l'argile vers le roc sous-jacent)	283
Figure 5.37: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans dans le cas de la présence du Lac Lampsilis à la surface	284
Figure 5.38: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (Lac Lampsilis à la surface)	285
Figure 5.39: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=7750$ ans (combinaison de l'épisode du Lac Lampsilis et de la phase lessivage).....	286
Figure 5.40: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (combinaison de l'épisode du Lac Lampsilis et de la phase lessivage).....	286
Figure 5.41: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=10000$ ans avec un gradient hydraulique de 0.01	287
Figure 5.42: Distribution de la concentration des chlorures dans les couches d'argile, de till et de roc (conditions hydrauliques réalistes).....	288
Figure 5.43: Distribution du nombre de Peclet (selon l'axe des x) Pe_x	288
Figure 5.44: Distribution du nombre de Peclet Pe_y (selon l'axe des y)	289
Figure 5.45: Distribution du nombre de Courant C_x (selon l'axe des x)	289
Figure 5.46: Distribution du nombre de Courant C_y (selon l'axe des y)	290
Figure 5.47: Évolution des concentrations des Cl^- avec t à $x=1500$ m de la rivière	290
Figure 5.48: Évolution des concentrations des Cl^- avec t à $x=1000$ m de la rivière	291
Figure 5.49 : Lignes d'écoulement pour la topographie actuelle	293
Figure 5.50 : Concentrations des chlorures pour le modèle actuel	294
Figure 5.51 : Nombre de Peclet selon x	295
Figure 5.52 : Nombre de Peclet selon y	296

Figure 5.53 : Nombre de Courant selon x	297
Figure 5.54 : Nombre de Courant selon y	298
Figure 5.55 : Évolution des concentrations des chlorures avec le temps à x=1500m de la sortie pour le modelé réaliste	299
Figure 5.56 : Évolution des concentrations des chlorures avec le temps à x=1000m de la sortie pour le modelé réaliste	300
Figure 5.57: Profil des concentrations pour le modèle réel sans prendre en compte l'advection.	301
Figure 5.58: Évolution des concentrations des chlorures avec le temps au forage 02R	302
Figure 5.59: Évolution des concentrations des chlorures avec le temps au forge 04R	303
Figure 5.60: Évolution des concentrations des chlorures dans l'argile et le roc par rapport à la profondeur dans les forages FP-06-02R, FP-06-01R et FP-07-04R	304

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

a_{in} : Section de la burette d'entrée, m^2

a_{out} : Section de la burette de sortie, m^2

a_t : Activité observée ou mesurée

a_0 : Activité initiale (à $t=0$) du nucléide parent

A: Section du spécimen testé, m^2

C: Constante indiquant les caractéristiques du sol

C_k : Index du changement de la conductivité hydraulique

C_c : Indice de compression

c_v : Coefficient de consolidation, m^2/s

c: Coefficient de forme de la zone d'injection, m

C_e : Paramètres du matériau qui représentent l'influence de la tortuosité

C_p : Constante utilisée dans l'équation proposée pour les sols plastics/cohésifs, g^2/m^4

C: Nombre de courant

d: Diamètre moyen des particules, mm

d: Diamètre du piézomètre, m

D: Diamètre du trou de forage, m

$D_{L,}$: Dispersion mécanique longitudinale, m^2/s

D_T : Dispersion mécanique transversale, m^2/s

D_d : Coefficient de diffusion, m^2/s

D_R : Densité relative des solides

DRX: Diffraction aux rayons X

ϵ : Déformation, m

e: Indice des vides du sol

e_o : Indice des vides in situ du sol

e_{ave} : Valeur moyenne des indices des vides durant un palier de chargement

erfc: Fonction d'erreur complémentaire

F: Coefficient de forme (de la lanterne), m

F: Flux de masse en unité de surface par unité de temps

g/L: Gramme par litre

G_s : Densité des grains

H_D : Plus long chemin de drainage, m

h_i : Perte de charge hydraulique au temps t_i , m

I_p : Indice de plasticité

I_L : Indice de liquidité

i : Gradient hydraulique, m/m

k : Conductivité hydraulique, m/s

$k_{prédite}$: Conductivité hydraulique prédite, m/s

k_0 : Conductivité hydraulique in situ, m/s

k_h : Conductivité hydraulique horizontale, m/s

k_v : Conductivité hydraulique verticale, m/s

k_p : Conductivité hydraulique pour sols plastiques, m/s

k_T : Conductivité hydraulique à la température $T^\circ\text{C}$, m/s

k_{TU} : Conductivité hydraulique dans un trou foré avec le tube, m/s

k_{TA} : Conductivité hydraulique dans un trou foré avec la tarière, m/s

K : Perméabilité, m/s

L : Hauteur du spécimen, m

meq: milliéquivalent

m_v : Coefficient de compressibilité, $\text{m}^3.\text{s}^{-2}.\text{N}^{-1}$

n : Nombre entier prenant les valeurs 4 ou 5 dépendamment du sol

η_T : Viscosité de l'eau à la température $T^\circ\text{C}$ en $\text{kg}/\text{m}.\text{s}$

Pe : Nombre de Péclet

q : débit de la section, m^3/s

R : Coefficient de retard

Q_{inj} : Débit dans le tuyau d'injection, m^3/s

Q_{sol} : Débit dans le sol, m^3/s

S_s : surface spécifique en m^2/kg

S_m : Surface spécifique massique, m^2/kg

V : Volume actuel, m^3

VSMOW: Vienna standard mean ocean water

V_o : Volume initial, m^3

V_s : Volume des solides, m^3

v : Vitesse d'écoulement, m/s

w : teneurs en eau, %

w_L : limite de liquidité, %

w_p : limite de plasticité, %

x : Paramètres du matériau qui représentent l'influence de la tortuosité

σ' : Contraintes verticales effectives, kPa

α_L : Dispersivité longitudinale, m

α_T : Dispersivité transversale, m

ν : Coefficient de Poisson du matériau

μ_w : Viscosité dynamique de l'eau, $\text{kg}.\text{m}^{-1}.\text{s}^{-1}$

γ_w : Poids volumique de l'eau, kN/m³

ρ_s : Densité des grains, kg/m³

λ : Constante de désintégration

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1 – Diffractogrammes (DRX).....	358
ANNEXE 2 – Article Benabdallah et al. (2007).....	362
ANNEXE 3 – Analyses chimiques et isotopiques de l'eau.....	368
ANNEXE 4 – Certificats d'analyses.....	372
ANNEXE 5 – Article Benabdallah et Chapuis (2006).....	375
ANNEXE 6 – Pertes au feu.....	388
ANNEXE 7 – Diverses photographies.....	389

INTRODUCTION

Les argiles Champlain qui occupent la vallée du Saint-Laurent ont longuement été étudiées par plusieurs chercheurs. Leurs propriétés géotechniques et physiques en font un matériau de choix utilisé dans plusieurs ouvrages de génie civil et notamment pour les bassins de traitement d'eaux usées et les cellules de stockage des déchets. Les propriétés physiques et géotechniques des argiles ont été le cœur de plusieurs publications. Des méthodes in situ et au laboratoire ont été mises au point et développées pour estimer et calculer les différents paramètres permettant l'usage sécuritaire de l'argile.

Par contre, le rôle hydrogéologique des argiles à l'échelle régionale a été peu étudié et mérite d'être approfondi. Il existe deux théories pour expliquer le rôle hydrogéologique que joue la couche d'argile. Ces deux théories se rejoignent sur le fait que l'eau trouvée dans le roc sous l'argile est salée, impropre à la consommation humaine et à l'agriculture et pourrait dater d'environ 11 000 ans. Le désaccord entre ces deux théories réside dans l'origine et la provenance de cette eau présente dans le roc: cette eau, provient-elle de l'infiltration à partir de la surface des eaux de pluie et de la fonte des neiges à travers la couche d'argile ou a-t-elle une autre origine?

La méconnaissance des transferts d'eau et d'ions dans les argiles a plusieurs incidences sur les projets d'ouvrages étanches, plusieurs questions restent sans réponses ou ont différentes réponses. Un développement scientifique est nécessaire pour élucider ces énigmes et donner des réponses aux différentes questions encore en suspens.

Dans ce document, on mettra l'accent sur les avancées faites dans ce domaine à travers une revue de littérature. On exposera par la suite la méthodologie adoptée dans cette étude et on présentera par la suite les résultats obtenus à la suite de travaux au laboratoire, d'expériences in situ et de modélisation numérique.

CHAPITRE 1 PRÉSENTATION DU PROJET

1.1 Problématique, objectifs et hypothèses de recherche

Depuis les années 1950, l'émergence de nouveaux centres urbains et la construction du réseau autoroutier du Québec ont donné naissance à une série de recherches sur les argiles Champlain. Dans la plupart des régions du Québec, on rencontre les sols argileux dans les parties les plus habitées du territoire, notamment, dans la vallée du Saint-Laurent, la vallée de l'Outaouais et la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Les propriétés minéralogiques, géologiques et géotechniques ont été scrutées dans plusieurs régions, dans une majorité de cas, afin de mieux comprendre et prévenir les glissements de terrain et les coulées d'argile dans ces régions peuplées.

Tout au long de cette thèse, on cherchera à bien comprendre les conditions d'écoulement souterrain très lent dans les argiles Champlain qui occupent la vallée du Saint-Laurent et plus spécifiquement la région de Lachenaie. Ces argiles sont utilisées pour faire des ouvrages "étanches", bassins de traitement d'eaux usées et cellules de stockage de déchets. Si l'on connaît bien les propriétés "étanches" du matériau argileux, par des essais en laboratoire (Tavenas F. 1983) ou en place (Benabdallah 2006)), le rôle hydrogéologique que joue cette couche d'argile sur les plans régional et historique mérite d'être approfondi.

Ce sujet a déjà attiré la curiosité de chercheurs appartenant à différentes écoles de pensées : des hydrogéologues et des ingénieurs. Il ressort des différents articles consultés qu'il existe deux théories sur ce rôle hydrogéologique. Les deux théories reconnaissent que l'eau salée trouvée dans le roc sous l'argile, eau chargée en NaCl et impropre à la consommation humaine et à l'irrigation, est une eau très ancienne (11 000 ans et plus). Elles sont en désaccord quant à savoir si l'eau de pluie, ou de fonte de neige, s'infiltre dans l'argile pour rejoindre le roc fracturé sous-jacent (Woodley 1996) ou au contraire, il y a une diffusion des ions dans l'argile alors que la composante advective du transport est ignorée (Desaulniers and Cherry 1989). Elles ont aussi des explications différentes concernant la variation de la concentration de l'eau salée au sein de la couche d'argile. La méconnaissance des très faibles débits d'eau et d'ions dans les argiles a des incidences sur les projets d'ouvrages étanches, plusieurs questions restent sans réponse ou bien ont deux réponses différentes. Il est nécessaire de faire du développement scientifique spécifique pour répondre aux questions en suspens.

Afin d'atteindre le principal objectif de la thèse et qui consiste à mieux comprendre-en utilisant une approche intégrée qui fait appel à différentes disciplines dont notamment la géotechnique, la géologie, la géochimie et l'hydrogéologie- les conditions hydrogéologiques dans les argiles Champlain, on s'est fixé, plusieurs objectifs intermédiaires dont la synthèse permettra de répondre à la principale problématique. Ces objectifs intermédiaires peuvent être résumés dans les huit points suivants :

- **Réaliser** la caractérisation géotechnique et hydraulique de la couche d'argile Champlain;
- **Mettre** au point une carte d'écoulement des eaux souterraines de la zone d'étude;
- **Déterminer** un modèle conceptuel général des conditions d'écoulement naturelles et cela, à travers l'évolution de la topographie et la géologie de la région;
- **Établir** les influences des paramètres physiques sur l'écoulement: épaisseur et conductivité hydraulique de l'argile, conductivité hydraulique du roc fracturé et du till, distance L au point de résurgence de l'eau
- **Mettre** au point une procédure d'extraction de l'eau interstitielle de l'argile
- **Émettre** des recommandations concernant l'échantillonnage de l'eau souterraine dans les piézomètres.
- **Établir** les influences de divers paramètres sur la migration des chlorures: paramètres physiques, dispersivité de l'argile et du roc, durée de la modélisation (de 0 à 11 000 ans environ) ;
- **Mettre** au point des méthodes pratiques, à l'intention d'ingénieurs et de scientifiques, pour extraire l'eau interstitielle des argiles Champlain et échantillonner l'eau souterraine dans les piézomètres.

Le but de l'auteur étant, en plus de contribuer à la compréhension des phénomènes hydrogéologiques dans cette région, pouvoir fournir des outils pratiques aux ingénieurs concepteurs qui utilisent des argiles Champlain pour du stockage de déchets, ou la construction d'ouvrages civils pour mener à bien leurs projets.

Atteindre ces objectifs a demandé un travail d'environ 4 ans. Il a fallu mettre au point une méthodologie et avoir une approche intégrée ``projet`` pour travailler dans un premier temps sur les différents aspects du projet, puis dans un deuxième temps, faire le lien entre les différentes disciplines abordées et tirer des conclusions.

Le point de départ du projet consistait à émettre des hypothèses de recherche. Ces dernières étaient inspirées de la littérature scientifique consultée et de notre propre vision du problème. La recherche proposée part d'une hypothèse principale que nous avons vérifiée par ses nombreuses conséquences: La salinité actuelle de l'eau interstitielle des argiles provient non seulement de la diffusion des sels dissous (mouvement vertical ascendant) mais aussi par une percolation ou un ``lessivage`` très lent d'eau de mer par de l'eau atmosphérique. Il en résulte que la salinité constatée localement dans les rocs fracturés sous-jacents à l'argile proviendrait d'un apport lent de sels dissous par une lente percolation verticale de l'eau atmosphérique (pluie et neige) infiltrée dans l'argile et de la présence d'eau de mer très ancienne et captive dans le roc

1.2 Méthodologie de la recherche

Atteindre les objectifs énumérés précédemment et vérifier les hypothèses de recherche ont nécessité la mise en place d'une méthodologie structurée. Cette dernière devait prendre en compte le budget alloué pour les différentes analyses chimiques et achat de matériel et logiciels, le temps alloué à la recherche et les contraintes météorologiques et notamment la saison de neige qui freinait la réalisation de toute activité d'extérieur.

La première étape de tout projet de recherche et qui conditionne le succès de ce dernier est la revue de littérature. Cette étape, présentée dans le chapitre 2 de cette thèse, a permis dans un premier lieu de connaître le degré d'avancement du sujet étudié dans la littérature scientifique puis dans un deuxième temps, elle a permis de connaître les canaux prospectés et non prospectés dans ce domaine et de voir les méthodes et les approches utilisées par différents chercheurs. Enfin, elle a permis d'obtenir des résultats à partir d'études similaires ou complémentaires et de les exploiter dans notre étude.

Ensuite, la définition de la problématique a constitué un jalon important pour le bon déroulement de la recherche. Il a fallu prendre le temps de connaître exactement ce qu'on voulait obtenir et de poser clairement une question à laquelle la thèse devait répondre.

Puis, pour réaliser la recherche proposée, on a combiné des travaux de terrain, des travaux de laboratoire et des approches théoriques pour bien définir les problèmes et poser des équations réalistes, qui ont été résolues par des méthodes numériques adéquates (Chapuis R.P. et al. 2001). Un résumé de la nature des travaux réalisés est présenté ci-dessous.

1.2.1 Travaux de terrain

La première étape des travaux de terrain a consisté à faire réaliser des forages afin de récupérer des échantillons d'argile intacte de façon continue (Tubes Shelby). Ces échantillons ont servi par la suite à effectuer des essais de laboratoire et notamment des essais de perméabilité, des analyses d'eau interstitielle et de déterminer les propriétés physiques de l'argile. Afin de minimiser le remaniement de l'argile pendant le forage, les forages ont été réalisés par battage et lavage intérieur (jets d'eau vers le haut uniquement) d'un tubage lisse de calibre HW. Le forage a ensuite été prolongé sur 6m dans le roc par carottage HQ ou NQ. Dans le roc foré, un piézomètre a été installé et scellé avec de la bentonite sur toute la longueur dans l'argile. Deux forages adjacents, réalisés à l'aide des mêmes techniques que précédemment, mais sans les travaux d'échantillonnage d'argile, ont permis d'installer deux piézomètres au 1/3 et 2/3 de l'épaisseur de l'argile.

Des essais de perméabilité à niveaux variables ont été conduits dans les piézomètres installés. Les essais à niveau remontant ont été privilégiés car ils évitent l'addition d'eau douce dans les forages. Ces essais ont été réalisés entre les mois d'Avril et Novembre afin d'éviter les périodes de gel et dégel. Les piézomètres installés dans le roc sont équipés de tuyaux dédiés pour échantillonner l'eau à l'aide d'une pompe péristaltique selon les techniques de faible débit et faible rabattement. Les piézomètres au roc ont été purgés juste après leur installation afin de s'assurer que toute l'eau douce injectée pendant le forage soit évacuée. Les échantillons d'eau ont alors été prélevés une fois que les paramètres physiques de l'eau ont été stabilisés après pompage à faibles débits et rabattements.

Chaque année, on a installé, dans chacun des trois sites sélectionnés, un piézomètre dans le roc et deux dans l'argile, soit un total de 9 forages par an. La première année, les sites ont été choisis sur les terrains de BFI-Lachenaie. Les autres piézomètres ont été installés pendant la deuxième et troisième année sur des sites publics ou appartenant à des compagnies privées.

1.2.2 Travaux de laboratoire

Les échantillons d'argile intacte ont été prélevés à l'aide de tubes à parois minces de 73.5 mm de diamètre. L'argile échantillonnée a été extraite des tubes au laboratoire, à l'aide d'un piston, par une technique minimisant le remaniement afin d'obtenir des échantillons de haute qualité. Ces

derniers ont été découpés, identifiés, recouverts de paraffine, et conservés dans la chambre froide humide du laboratoire d'hydrogéologie jusqu'au moment de l'essai.

Ces échantillons ont permis de réaliser des essais d'identification (teneur en eau naturelle, limites de consistance, résistance au cisaillement non remanié), des essais mécaniques (consolidation œdométriques verticale et horizontale), et hydrauliques (essais de perméabilité en cellule triaxiale et en œdomètres, entre deux paliers de chargement) à différentes valeurs de l'indice des vides.

Les travaux de laboratoire comprennent aussi la mise au point d'un extracteur d'eau interstitielle dans l'argile, à partir de cellules triaxiales modifiées pour réduire les volumes morts et éviter tout contact de l'eau avec l'atmosphère. Dans le cas des argiles Champlain, et au vu des teneurs en eau obtenues, un échantillon de 500 cm³ d'argile contient environ 350 cm³ d'eau. L'extraction est faite à des pressions ne dépassant pas 600 kPa (pression maximale pour laquelle les cellules ont été conçues), ce qui permet de dépasser les pressions de préconsolidation (entre 150 et 500 kPa), tout en donnant un volume d'eau anticipé d'environ 120 cm³ ou plus. Des extractions sont réalisées à différents paliers de pression pour vérifier l'influence de cette dernière sur la concentration des ions majeurs et de l'iode présents dans l'eau interstitielle.

Les analyses chimiques de l'eau interstitielle ont été réalisées par le laboratoire Maxxam. Les analyses des isotopes stables ¹⁸O et ²H faites par le laboratoire Hatch de l'Université d'Ottawa. Les datations par ¹⁴C ont été effectuées par le laboratoire IsoTrace de l'Université de Toronto, le laboratoire de l'Université de Géorgie et le laboratoire Beta Analytics. Le laboratoire de géochimie de l'École Polytechnique a fait quelques analyses requises pour la mise au point de la procédure d'extraction d'eau interstitielle, et pour quelques contrôles de qualité

1.2.3 Modélisation numérique

La modélisation numérique des écoulements d'eau dans l'argile et de la migration des ions et particulièrement les chlorures depuis 10 000 ans, a constitué un volet important dans ce projet de recherche. Ces modélisations ont été faites avec le logiciel Seep/W pour l'écoulement souterrain alors que Ctran/W a été utilisé pour le transport des chlorures. La modélisation numérique a permis de vérifier plusieurs hypothèses émises durant le projet, essayer différents scénarios et comprendre l'évolution du régime hydrogéologique dans la région d'étude et ce, depuis la formation des argiles Champlain il y a 10000 ans à aujourd'hui ainsi que les processus qui

influencent sur l'hydrogéologie et la migration des chlorures dans une couche d'argile Champlain.

On peut dire que la démarche scientifique proposée est originale parce qu'elle tisse des liens multiples entre les études numériques de migration d'eau, de sels et d'isotopes, les études physiques des propriétés du matériau argileux et de leur variabilité, et les analyses chimiques et isotopiques, ce qui a rarement été fait pour des études hydrogéologiques. Cette recherche a pris en compte les nombreuses données contenues dans les études hydrogéologiques antérieures (Desaulniers and Cherry 1989), les résultats du suivi des eaux souterraines réalisé par BFI-Lachenaie à partir d'un important réseau de puits d'observation installés depuis plusieurs années et les données recueillies sur le terrain et à la suite des différents essais in situ et au laboratoire conduits pendant ces 4 dernières années.

1.2.4 Organisation de la thèse

Le chapitre 2 de cette thèse exposera l'état d'avancement de la recherche dans le domaine de l'hydrogéologie des aquitards. On présentera quelques méthodologies et principaux résultats parues dans la littérature scientifique et traitant de la géotechnique, de l'hydrogéologie et de la géochimie de l'eau interstitielle des argiles Champlain.

Dans le chapitre 3, on exposera la méthodologie adoptée par l'auteur afin de mener les différents essais au laboratoire (essais de perméabilité, essais de consolidation, extraction d'eau interstitielle, limites d'Atterberg,...) et in situ (essais de perméabilité, échantillonnage d'eau souterraine,...). On exposera aussi les différentes théories qui ont servi à résoudre la majorité des problèmes rencontrés.

Le chapitre 4 traite du cœur du problème: pour chaque activité réalisée, on propose un descriptif détaillé de cette dernière et on présente les résultats obtenus. Une analyse partielle des résultats est alors exposée en attendant de faire une analyse intégrée dans le chapitre 6. Le chapitre 5 traite exclusivement de la modélisation numérique. Y sont traitées la modélisation de l'écoulement des eaux ainsi que la modélisation de la migration des chlorures dans le roc et l'argile. Toutes les étapes de la modélisation (choix du type d'analyse, propriétés des matériaux et des chlorures, dimensionnement du maillage, pas de temps,...) sont exposées et les résultats des différents scénarios sont discutés.

La synthèse et l'analyse des résultats de l'ensemble des essais et modélisations sont présentés dans le chapitre 6. On fait dans un premier temps un rappel des différents résultats obtenus dans la thèse puis dans un second temps, on tente de répondre à la question de recherche en montrant, le plus objectivement possible, comment on a pu atteindre les différents objectifs qu'on s'était fixé au début du projet.

La conclusion vient alors pour mettre un point final à cette thèse. On y présente essentiellement les points qui pourraient être améliorés ou investigués par d'autres chercheurs dans le futur et les nouvelles problématiques que cette thèse a permis de soulever.

CHAPITRE 2 ÉTAT DE L'ART

2.1 Historique et formation de la mer Champlain

La mer de Champlain s'est formée où se trouve actuellement la vallée du Saint-Laurent (Figure 2.1), à la dernière période glaciaire.

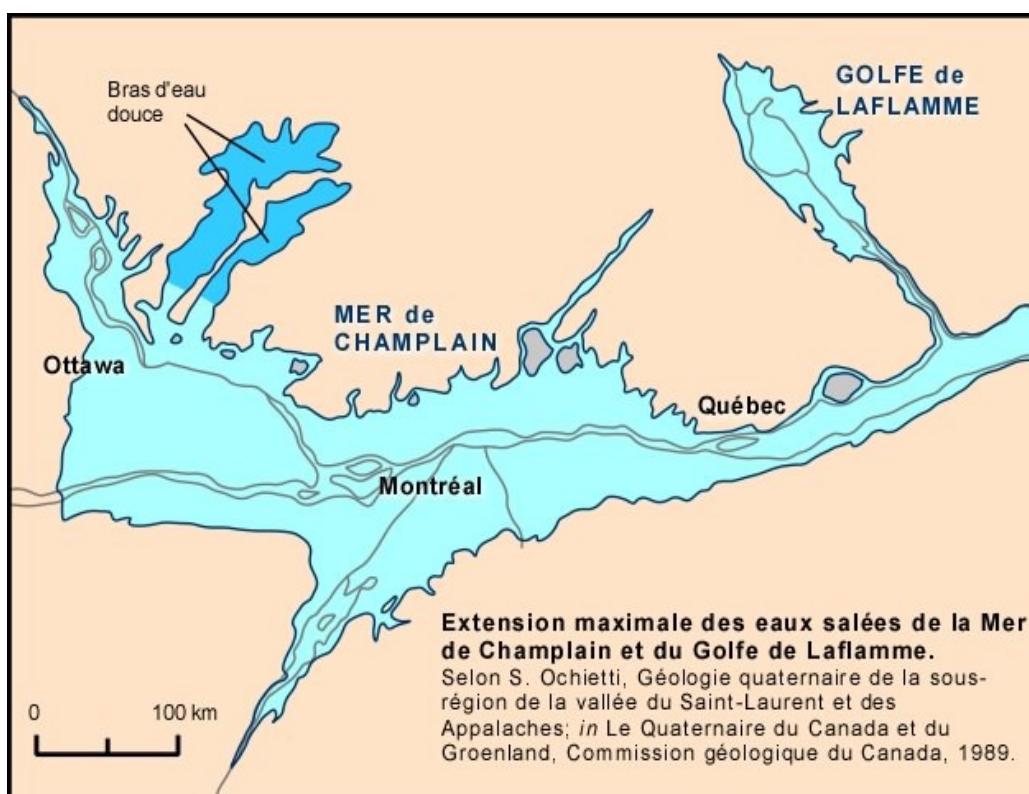


Figure 2.1: Extension maximale des eaux salées de la Mer de Champlain

A la fin du Wisconsinien supérieur, lorsque l'Inlandsis Laurentidien (Figure 2.2) s'est mis à fondre lentement libérant par la même occasion le territoire Québécois, les terres basses de la vallée du Saint-Laurent ont été, au fur à mesure, inondées par les eaux salées de l'Atlantique. La transgression marine postglaciaire qui a submergé le cœur du Québec et une partie de l'Ontario a donné naissance à la Mer Champlain. Les données de déglaciation ainsi que les registres stratigraphiques démontrent que le secteur de la mer Champlain a connu un enchaînement d'événements: une retraite glaciaire, une transition glaciaire-glaciolacustre, une transition glaciolacustrine-marine, une phase lacustrofluviale et une érosion. Le cycle marin, quant à lui, a connu une série de trois phénomènes: transgression, inondation et régression (Ochietti 1980). La

déglaciation et la formation de la Mer Champlain ont eu lieu en plusieurs épisodes, illustrés dans la figure 2.3 et décrits dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1: Épisodes de la formation de la Mer Champlain

(adapté de: L'encyclopédie canadienne. www.thecanadianencyclopedia.com/index.cfm?PgNm=TCE&Params=F1ARTF0003271)

-14 000 ans	La marge de la calotte glaciaire se situait au sud des Grands Lacs actuels, lesquels n'existaient pas encore. La calotte commençait à fondre et sa marge à retraiter, sauf pour une petite langue qui avançait à l'ouest. Deux lacs pro-glaciaires se développaient, dont le lac Maumee. Pratiquement tout le drainage se faisait vers le centre du continent, c'est-à-dire vers le Mississippi.
-12 500 ans	Le front avait retraité passablement vers le nord, mais ce qui est aujourd'hui la vallée du Saint-Laurent demeurait toujours recouvert de glace. Plusieurs lacs s'étaient formés et le gros du drainage se faisait encore vers le sud.
-12000 ans	Le retrait de la glace continuait sa progression et le drainage se faisait toujours vers le sud. A l'ouest, un très grand lac s'établissait, un lac aujourd'hui disparu qu'on a appelé le Lac Agassiz, du nom d'un grand géologue qui a énormément contribué à notre compréhension des phénomènes glaciaires. A l'est, se dessinaient les ancêtres des lacs Ontario et Érié.
-10800 ans	Le front de glace a retraité au nord de ce qui est aujourd'hui la vallée du Saint-Laurent. La dépression au front de la glace se trouvait sous le niveau de la mer et fut par conséquent envahie par les eaux salées marines. C'est la naissance de la fameuse Mer de Champlain. Pour la première fois, une partie du drainage se fait vers l'est, c'est-à-dire vers cette Mer de Champlain.
-9000 ans	le front de glace avait migré encore plus au nord. Un bras de mer envahit la vallée du Saguenay et le Lac Saint-Jean; c'est ce qu'on a appelé le Golfe de Laflamme. Les Grands Lacs commençaient à s'individualiser. La croûte continentale se réajustait, en remontant, et la Mer de Champlain retraitait déjà.
-8200 ans	Le front de glace s'était déplacé encore plus au nord et il s'était formé un grand lac aujourd'hui disparu, le lac Ojibway. Trois lacs préfiguraient les Grands Lacs actuels: les lacs Houghton, Stanley et Chippawa. La remontée de la croûte avait pratiquement chassé la Mer de Champlain et le Golfe de Laflamme. Il ne restait qu'un cours d'eau qui assurait le drainage vers l'est, le fleuve Saint-Laurent, avec l'ancêtre du Lac Saint-Pierre, le lac Lampsilis. A l'ouest, le lac Agassiz s'était asséché; il nous est connu aujourd'hui par les dépôts qu'il a laissés.
-7800 ans	L'eau salée marine envahissait, au nord, une dépression sous le niveau de la mer pour former ce qu'on a appelé la Mer de Tyrrell, l'ancêtre de la Baie d'Hudson.
-6000 ans	La glace était loin de nos régions

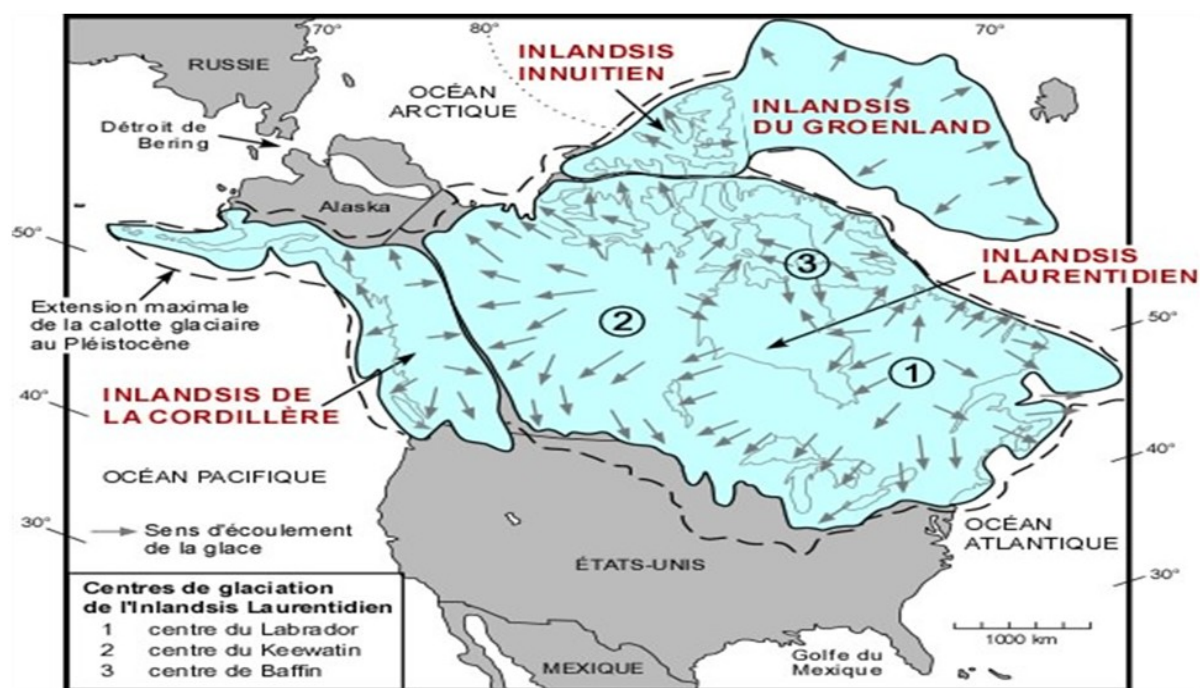
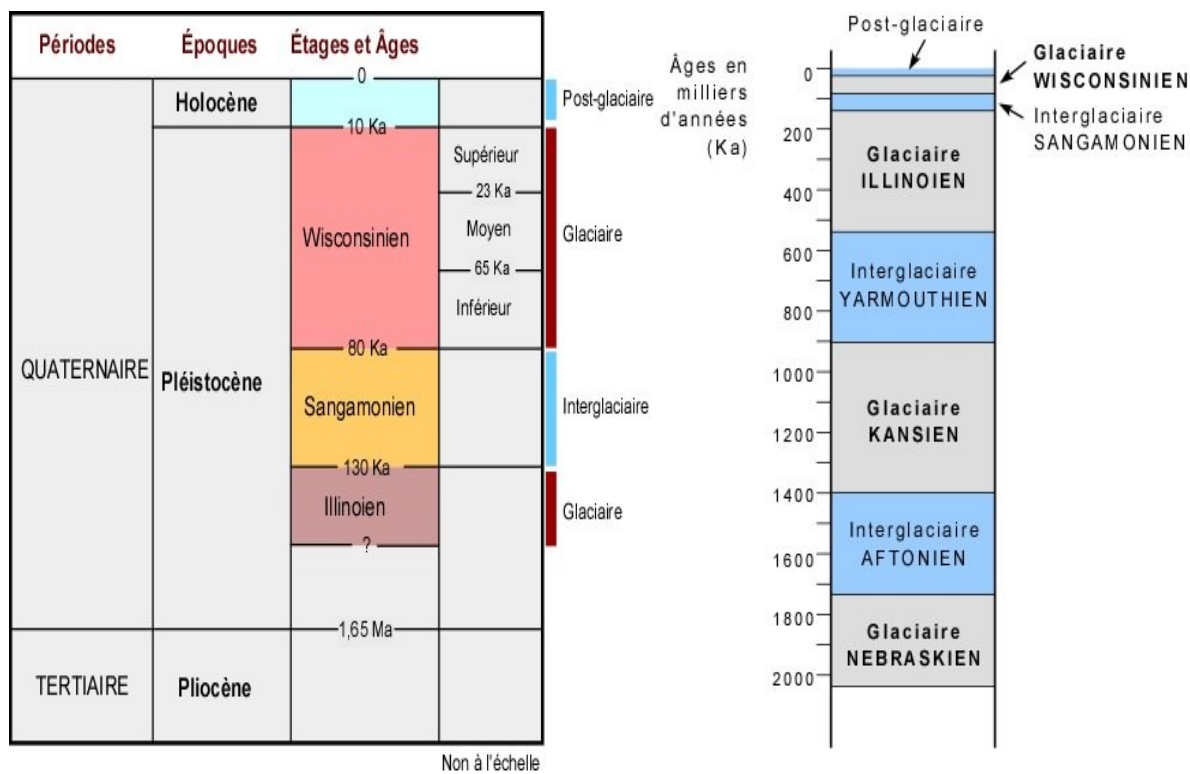


Figure 2.2: Haut: Périodes, époques, étapes et âge

Bas: Centres de glaciation de l'Inlandsis Laurentien

Source: Université Laval. <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s5/5.5.quaternaire.html>

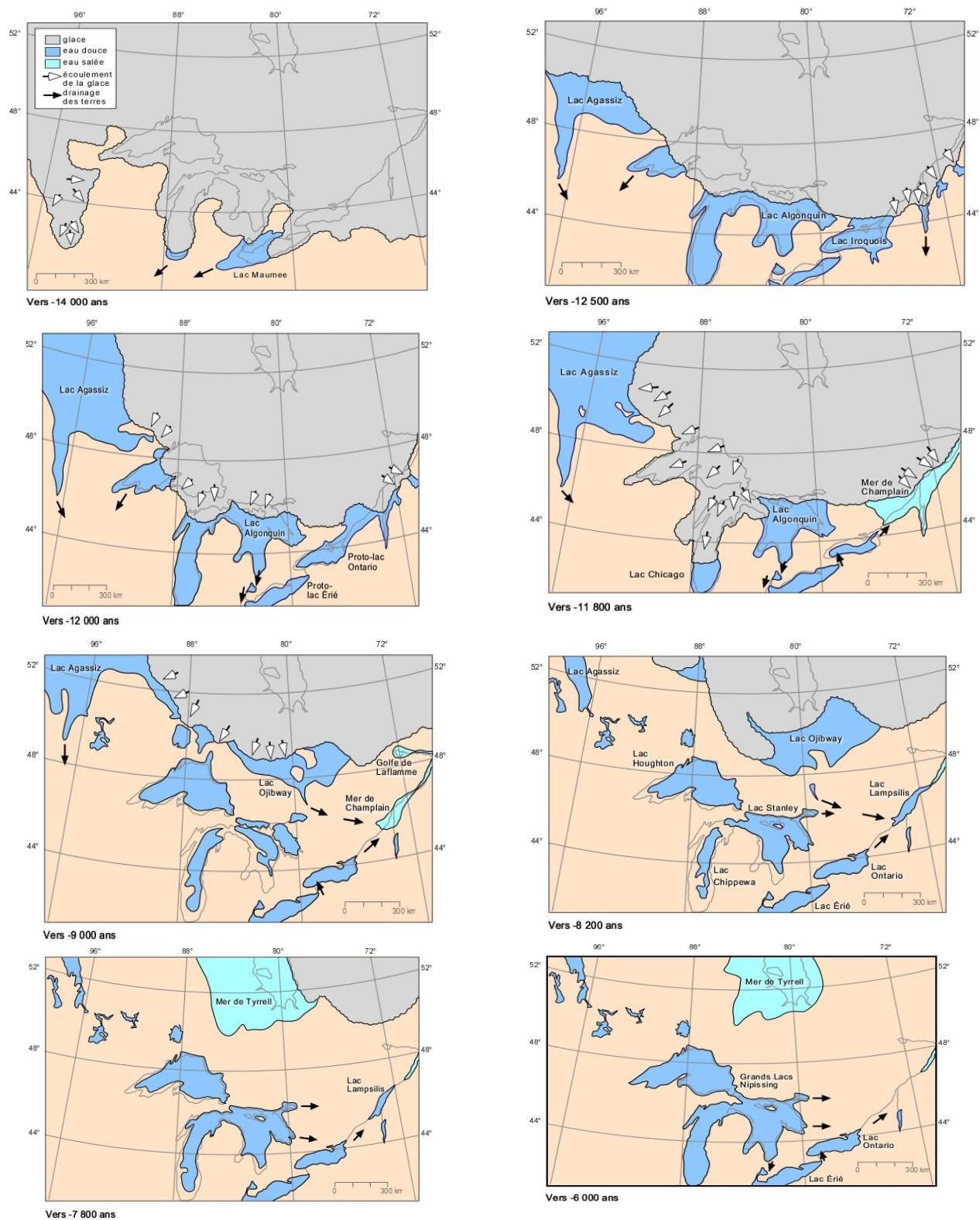


Figure 2.3: Épisodes de formation de la Mer Champlain entre -14 000 et -6000 ans.

Source: Université Laval. www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s3/retrait.glaces.html

Comme on peut le constater dans la figure 2.4 ci-dessous, la charge du glacier déprime la croûte terrestre. Lors de la fonte et du retrait du glacier, la remontée du terrain par rééquilibrage isostatique s'est fait graduellement laissant une dépression pro-glaciaire.

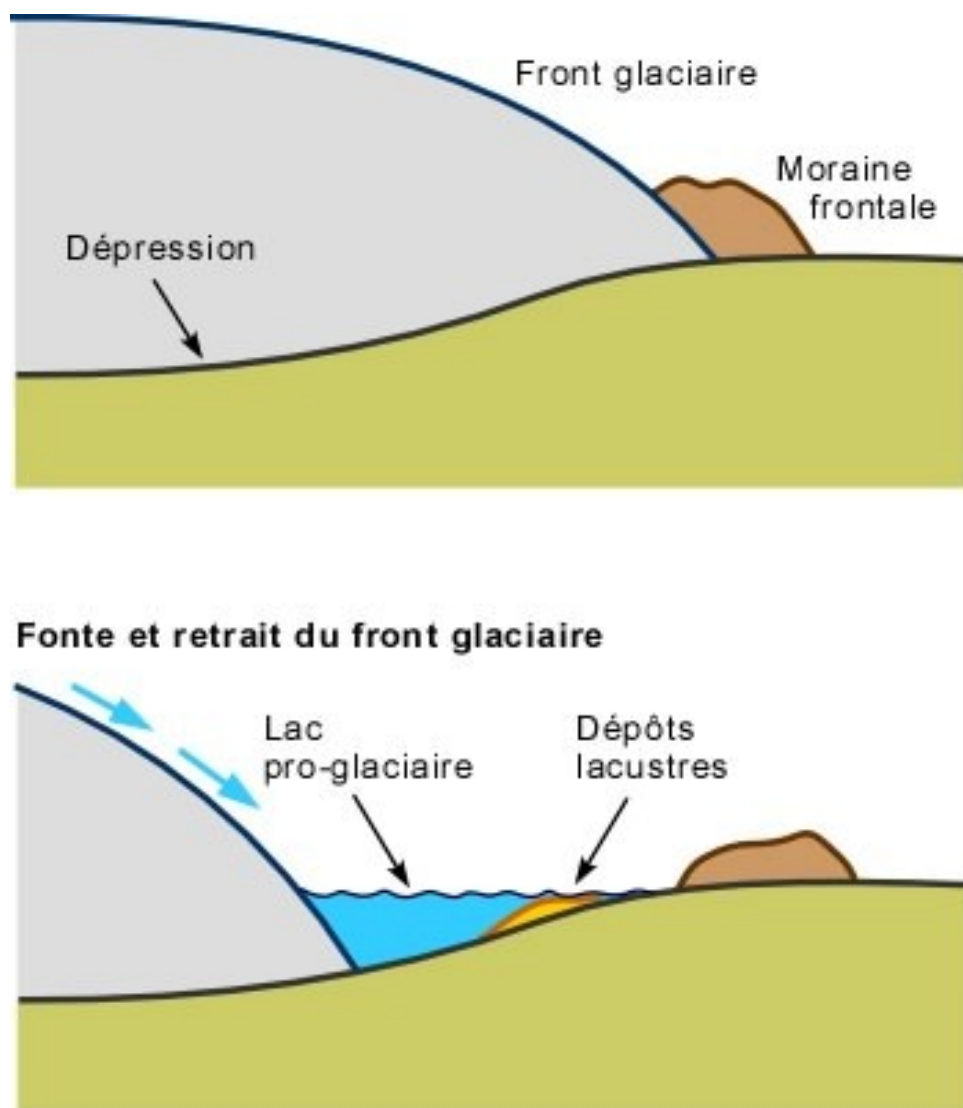


Figure 2.4: Retrait des glaciers et formation des lacs pro-glaciaires

Notons que des sédiments de plusieurs natures se sont déposés dans ces lacs. La figure 2.5 ci-dessous expose en détail leur nature. Dans ces sortes de bassin de sédimentation où l'eau est relativement profonde, on aperçoit des dépôts de particules fines, la plupart des temps, des tills et des argiles. Les accumulations des argiles atteignent des épaisseurs variant entre 30 et 50 m. Les argiles sont réputées dans ces zones pour avoir une tendance à se liquéfier.

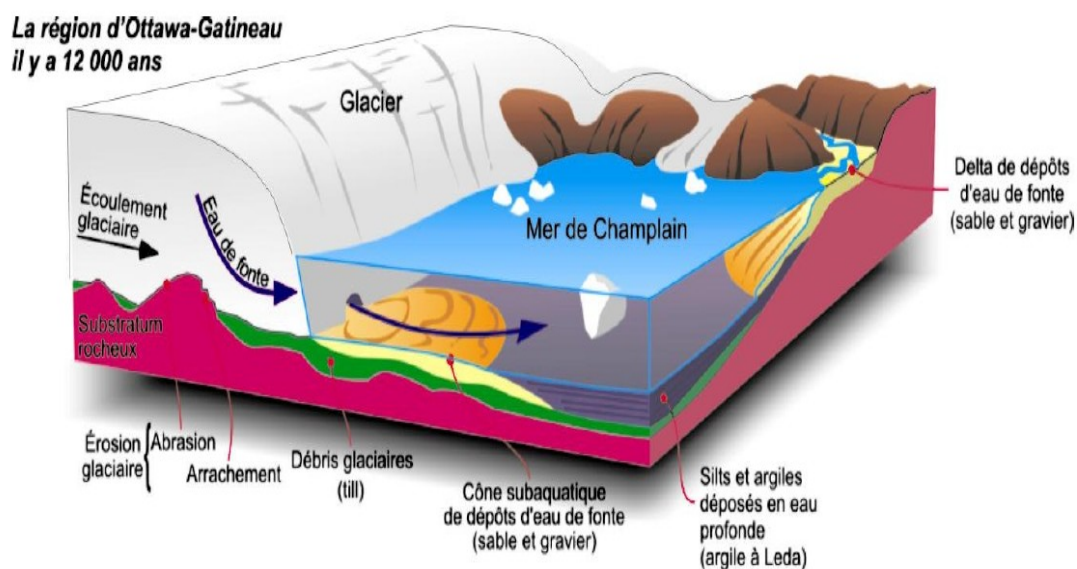


Figure 2.5: Processus de formation de la Mer Champlain et natures des dépôts dans la région d'Ottawa-Gatineau

(Source: Géopanorama d'Ottawa Gatineau www.geoscape.nrcan.gc.ca/ottawa/landscape_f.php)

La salinité des eaux de la mer Champlain a été scrutée par Hillaire-Marcel (1988). Dans le but de déterminer la paléo-salinité de l'environnement de l'époque, une étude isotopique portant sur les coquilles des mollusques trouvées dans les argiles a été conduite. Les eaux de la mer Champlain étant un mélange d'eau de l'Atlantique et d'apports continentaux d'eaux météoriques et d'eaux de fonte de glacier, sa signature isotopique permet d'estimer les proportions de chacun de ces apports.

Hillaire-Marcel (1988) démontre l'existence de gradients de salinité horizontaux et verticaux. En effets, les gradients horizontaux sont dus au contact de la mer avec la calotte glaciaire: plus on se rapproche de la calotte, moins la salinité est importante (figure 2.6). Pour les gradients verticaux, on constate qu'ils sont ascendants c'est à dire que plus on se dirige vers les profondeurs, plus la salinité augmente ce qui est normal vu le fait que la densité augmente avec la salinité. Une salinité de 27 g/L est par ailleurs évaluée en eau profonde ce qui indique vraisemblablement que l'eau emprisonnée dans les sédiments avait cette concentration en sels. Enfin, l'étude de Wassenaar et al. (1988) vient confirmer la théorie de Hillaire-Marcel (1988), en proposant un modèle simplifié montré dans la figure 2.6 ci-dessous.

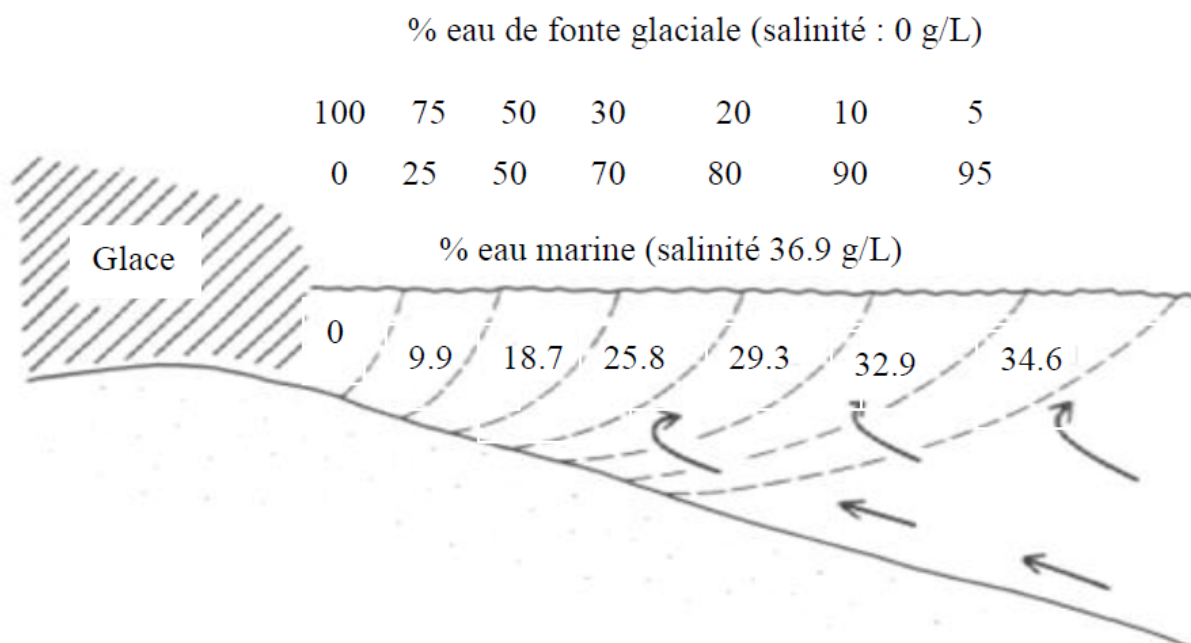


Figure 2.6: Modèle hypothétique de répartition de la salinité au niveau du contact entre eaux marines et eaux de fonte glaciale aux abords de la calotte (modifié d'après Wassenaar et al.1988).

2.2 Propriétés générales des argiles Champlain: Géologie et minéralogie

Plusieurs études canadiennes ont traités de la minéralogie des argiles de l'est du Canada. Ces dernières sont identifiables aux matériaux fins qui se sont déposés aux époques glaciaires et post glaciaire à la périphérie du bouclier canadien occupant le Québec et le Labrador. Il est reconnu que le comportement des sols dépend de leur minéralogie, de leur granulométrie et de leur histoire géologique (Leroueil et al. 1983).

En ce qui concerne les sédiments déposés après le retrait de la mer Champlain, l'étude de Leroueil et al. (1983) démontre que les granulométries observées dans ces dépôts varient d'un site à l'autre. Aussi, il a été constaté que cette variation est à l'intérieur d'un même forage. On a pu, grâce à l'analyse de la granulométrie d'échantillons provenant de centaines de sites, conclure qu'en général, les matériaux les plus grossiers (<2 μm de 20 à 60%) se trouvent à proximité du Bouclier alors que les matériaux les plus fins (<2 μm de 60 à 85%) se trouvent au centre du bassin.

Déterminer la minéralogie des sédiments déposés est un exercice délicat. La minéralogie est

tributaire des sources des sédiments, qui au Québec, en Ontario et au Labrador, sont principalement le Bouclier Canadien formé de roches ignées et les Appalaches constituées de roches métamorphiques et sédimentaires.

Les résultats obtenus à la suite de l'investigation de la minéralogie peuvent varier selon le site et aussi selon la méthodologie adoptée par l'analyse. Selon Lebuis et al. (1982) qui ont fait des analyses minéralogiques sur des échantillons provenant de 25 sites, le quartz constitue 14 à 40% des sédiments, les plagioclases qui sont définis comme étant une série de feldspaths contenant du sodium et du calcium de composition $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite) et $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ représentent une proportion allant de 25 à 50% de ces argiles.

Les feldspaths potassiques (2 à 15%), les amphiboles (0 à 15%), la calcite (0 à 5%), la dolomite (0 à 3%) et les phyllo-silicates et les matières amorphes (10 à 45%) constituent les autres minéraux rentrant dans la constitution des argiles.

Le mica arrive à la tête des variétés des phyllo-silicates (80%), on trouve ensuite les chlorites à 15%. Des vermiculites et des illites, smectites inter-stratifiées (<5%) sont rencontrées dans moins de 5% des sites.

L'étude de Lebuis et al. (1982) montre aussi que le pourcentage de matières amorphes et des phyllosilicates est fonction du pourcentage en poids de particules dont le diamètre est inférieur à 2 μm .

Bentley et Smalley (1978) ainsi que Foscal-Mella (1976), ont montré que pour les argiles Champlain, 50% de la fraction argileuse est constituée de farine de roche. Ces études montrent aussi que la structure ouverte et la sensibilité des argiles Champlain sont reliées à la présence de matières amorphes. Pour Penner et Burn (1977) qui ont mené une étude sur les argiles d'origine marine de l'est du Canada, la composition des argiles marines peut être résumée comme suit: la montmorillonite est absente ou présente en petites quantités dans quelques sites. Quelques pourcents de chlorites et vermiculites sont normalement présents. Le mica hydraté ou l'illite sont les minéraux argileux prédominants. Les minéraux d'origine rocheux avec différentes proportions de feldspaths, quartz et amphibole constituent une grande partie de la fraction argileuse avec une prédominance de feldspaths. Ces mêmes minéraux trouvés de la fraction d'argile sont représentés dans le silt et dans la fraction de sable. Le principal changement qui accompagne la taille des particules est l'augmentation des phyllosilicates dans la fraction fine avec une conséquente dilution d'autres minéraux.

Les argiles Léda sont constituées d'un assemblage de silts, de fragments de roches, de minéraux d'argiles dans lesquels l'arrangement des « fines » lamelles d'argile varie d'une orientation aléatoire à une orientation préférée où les lamelles plates sont parallèles au plan. Dans la nature, l'orientation de ces lamelles se situe entre ces deux extrêmes. Généralement, l'orientation de ces dernières est normale à la direction de la compression car les vides y sont réduits. Les structures dites « ouvertes » ont été formées durant la sédimentation dans des eaux salines et avec des niveaux différents de concentration d'électrolytes (marines ou saumâtres). Elles représentent le type de structures formées sous des conditions de floculation où des particules adjacentes tendent à devenir des agrégats pendant la sédimentation car les forces de répulsion sont faibles et c'est leur énergie thermique qui les rapproche. Ensuite, les forces d'attraction de Van der Waals reprennent service car les cations deviennent partiellement polarisés. Enfin, la consolidation par l'exercice du poids des sédiments rapproche les points de contacts et les particules.

Pour Lessard et Mitchell (1985), l'analyse minéralogique des argiles de la Baie, Québec, dont les propriétés sont identiques à celles des argiles Champlain est réalisée par diffraction aux rayons X. Pour les six échantillons testés, on remarque la présence d'une substantielle quantité de quartz, feldspaths, amphibole et calcite. L'illite est le principal minéral phyllo-silicaté. Des traces de chlorite et de kaolinite sont aussi présentes. Les pourcentages des divers minéraux composant l'argile sont estimés en comparant l'intensité des pics caractéristiques avec l'intensité du pic du minéral standard. En appliquant cette méthodologie, on constate que les argiles de la Baie sont constituées de 45% de plagioclase, 12% de K-feldspath, 15% de quartz, 10% d'amphibole, 8% de calcite, 10% d'illite, 1% de chlorite et 1% de kaolinite. Aucune trace de montmorillonite ou d'autres smectites n'apparaît dans la diffraction aux rayons X.

Locat et al. (1984) ont réalisé une étude pour déterminer les relations entre la minéralogie, la chimie et les propriétés physiques des argiles sensibles de l'est du Canada. Une étude minéralogique quantitative et des analyses chimiques ont été réalisées. Aussi, on a procédé à la détermination de la surface spécifique et de la capacité d'échanges cationiques, pour 18 échantillons d'argile collectés des 9 sites Québécois sélectionnés.

Concernant les propriétés générales des argiles, cette étude a permis de constater que les échantillons sélectionnés couvrent un large éventail de sols. Ainsi, la fraction d'argile varie entre 8 et 47%. Toutes les limites d'Atterberg obtenues se trouvent en dessus de la ligne A, qui selon Holtz et Kovacs (1981), est une indication de la prédominance de matériaux illitiques. La

capacité d'échange cationique varie entre 6 et 44 meq/100g de sol sec. La surface spécifique des sols peu plastiques est inférieure à 30 m²/g et peut atteindre 85 m²/g pour les argiles Olga dont la plasticité se situe autour de 47%. Enfin, la salinité de l'eau interstitielle varie entre 0.3 et 12 g/L. Les résultats de la diffraction par rayons X révèlent que le plagioclase est le minéral dominant. Il varie entre 25% et 48% dans les sols analysés. Par ordre décroissant d'abondance, on trouve du plagioclase, du quartz, du microcline, de la dolomite et de la calcite. La quantité d'illite et de mica varie entre 2.7% à Chicoutimi et 11% à St-Léon. Concernant la chimie de ces argiles, on retrouve par ordre décroissant d'abondance du SiO₂ et Al₂O₃ en premier lieu, puis on retrouve des quantités de CaO, K₂O, FeO, Na₂O, MgO et H₂O_T.

Aussi, la relation entre la minéralogie et la surface spécifique a été établie. En effet, la surface spécifique d'un sol est une fonction de la taille, de la forme et de la minéralogie des particules constituantes. Les analyses minéralogiques indiquent que les constituants des échantillons sont identiques dans tous les sols, la variation de la surface spécifique est constatée quand la proportion d'un groupe minéral et la granulométrie de l'échantillon varient d'un sol à un autre. Un autre indicateur de l'existence de cette relation entre la minéralogie et la surface spécifique réside dans la valeur de H₂O_T obtenu à partir des analyses chimiques et la surface spécifique. H₂O_T est la somme de l'eau hygroscopique adsorbée H₂O⁻ et l'eau hydroxyle H₂O⁺. H₂O⁺ est essentiellement contenue à l'intérieur des phyllo-silicates et les minéraux amorphes alors que H₂O⁻ est adsorbée sur la surface. A partir des données recueillies, on constate que la relation existant entre H₂O_T mesurée à partir d'analyses chimiques et la surface spécifique est linéaire.

Le pourcentage relatif des phyllosilicates et des minéraux amorphes dans l'est canadien a aussi été traité dans le document de Locat et al. (1984). La portion massique des phyllosilicates et des matériaux amorphes dans les sols analysés varie entre 9% dans les argiles de Grande-Baleine et 35% pour les argiles d'Olga. Ces pourcentages sont bas pour des sols dont le pourcentage en particules d'argile est élevé mais sont compatibles avec leurs origines glaciaires. En moyenne, et en utilisant la méthode Foscald-Mella, on obtient un ratio de 1/3 (portion de phyllosilicates et minéraux amorphes/fraction d'argile). Dans l'étude de Lebus et Rissman (1979), ce ratio est de 0.5. La différence de minéralogie entre plusieurs bassins est observée (Quigley, 1980). Cette différence est causée par la source des sédiments. En effet, les deux sources extrêmes sont le bouclier canadien et les deux montagnes des Appalaches. Les argiles provenant de régions proches du Bouclier canadien ont beaucoup moins de

phyllosilicates dans leur fraction d'argile que les argiles provenant de zones plus éloignées comme St Marcel ou St Léon. Les constituants minéraux sont identiques dans toutes les argiles analysées, la différence réside dans la proportion que ces dernières occupent dans la composition de l'argile. Pour les argiles marines, on prend aussi en considération l'effet engendré par le lessivage des sols

2.3 Hydrogéologie des argiles Champlain et origine de la salinité

Les aquitards sont de nos jours, les composantes des systèmes d'écoulement souterrains les plus complexes. Ces formations géologiques, de faible conductivité hydraulique, ont une importante influence sur le système d'écoulement souterrain et y exercent un contrôle critique car ces systèmes régionaux sont hydrauliquement continus (Toth 1995). Cette influence affecte aussi la distribution des charges hydrauliques dans les aquifères sous-jacents (Belitz et Bredhoeft 1990). La connaissance des propriétés géométriques de l'aquitard (épaisseur et longueur) est primordiale dans l'étude des écoulements d'eau (Cherry 1991, Macfarlane et al. 1994) : Dans un premier temps, elles contribuent à la détermination et à l'élaboration du régime d'écoulement souterrain en restreignant par exemple la recharge à partir des eaux de surface alors que leurs propriétés hydrauliques peuvent causer de très longs temps de réponse dans les puits d'observation (Alley et al. 2002). Dans un second lieu, les aquitards peuvent constituer un important rempart contre la pollution et la contamination chimique et microbienne. En effet, et dans le cas d'un aquitard non-fracturé, plus cette formation est épaisse, moins il y aura de risques de contamination des aquifères.

Globalement, et comme il apparaît dans la grande majorité des études hydrogéologiques réalisées, l'écoulement dans les aquifères est horizontal tandis que dans les aquitards, ce dernier est vertical. Freeze et Whitherspoon (1967) furent les précurseurs dans l'analyse numérique des écoulements permanents dans un système souterrain ayant une topographie irrégulière. Il a été démontré que même en présence de formations géologiques ne présentant qu'un faible contraste de conductivité hydraulique (1 ou 2 ordres de grandeurs), les chemins d'écoulement de l'eau souterraine sont fortement influencés. En effet, dans les formations dont la conductivité hydraulique est élevée, l'écoulement est horizontal alors que ce dernier est vertical dans les strates à faible conductivité hydraulique.

D'un point de vue pratique, la direction de l'écoulement est déterminée en mesurant les différences de charges hydrauliques à travers l'aquitard alors que les propriétés hydrauliques et géotechniques sont explorées soit par des essais in-situ soit par des essais au laboratoire. Une description détaillée de ces méthodes sera présentée dans la suite du document.

L'étude du rôle hydrogéologique des aquitards et de l'origine de la salinité nécessite aussi une connaissance des conditions dans lesquelles les argiles Champlain ont été déposées ainsi que leur évolution. Lors de l'évolution de la mer Champlain, cette dernière est restée en contact avec le glacier Laurentidien. L'eau de fonte a constitué une large composante de l'eau douce. Cette dernière combinée au soulèvement isostatique des basses terres provoquèrent la diminution de la salinité (Ochietti 1980, Hillaire-Marcel 1988). Le lessivage des argiles par l'infiltration météorique ainsi que la diffusion de la salinité ont transformé les profils chimiques et isotopiques originaux de la mer Champlain. Il s'est créé une zone de mélange d'eau météorique et marine. Cette dernière, présente en tant qu'eau interstitielle et emprisonnée dans l'argile depuis le processus de déposition, fut déplacée par l'eau météorique. Le profil chimique d'un tel processus est caractérisé par la présence d'eau météorique à faible profondeur et par une augmentation de la salinité avec la profondeur (Grondin 1978, Hillaire-Marcel 1988). Le lac glacial du Saint-Laurent fut remplacé par de l'eau de mer dont la salinité S ne dépasse pas 24‰ dans le haut-fond de la mer Champlain ou par de l'eau de mer de faible salinité suivie d'une eau de salinité élevée qui atteint 34‰ dans les eaux profondes de la mer. Les conditions glaciomarines (S inférieure à 24‰) furent alors remplacées par des conditions marines (S variant entre 24‰ et 34‰). Les eaux à haute teneur en sel (24‰-34‰) sont arrivées du Golfe du Saint-Laurent et se sont jetées dans les basses Terres du Saint-Laurent. Toutes les études réalisées sur les argiles de la région des Basses Laurentides, d'Ontario ou d'Europe du nord, ont conclu que ces argiles ont une structure floculée typique d'une déposition en milieu marin.

Une autre approche basée sur l'étude des sédiments et de la faune ont permis d'estimer la salinité pendant l'évolution de la mer Champlain. La transition d'un milieu glaciaire à un environnement marin s'est faite en trois étapes (Elson 1969, Gad 1972): une phase de transition, une phase d'inondation marine (phase *hiatella arctica*) et une phase de régression marine (phase *mya arenaria*). Ainsi, Cronin (1977) s'est basé sur l'abondance des ostracodes et foraminifères pour reconstituer la paléosalinité. Il estime la paléosalinité durant la *hiatella arctica* entre 18 et 35‰ et

entre 3 et 18‰ pendant la mya arenaria. Ces estimations s'appuyant sur la tolérance des espèces à la salinité.

Enfin, une étude de Hillaire-Marcel (1988) se basant sur la composition isotopique des coquilles de mollusques (fossiles) présents dans les argiles montre que dans les profondeurs de la mer Champlain, où les argiles se seraient déposées, des salinités atteignant 27‰ auraient été constatées et cela même durant les phases les plus tardives.

L'hydrogéologie des argiles Champlain a été le sujet de plusieurs études menées ces trente dernières années. Leur présence sur une grande partie du territoire Québécois et Ontarien a rendu pressant la connaissance des écoulements d'eau complexes et délicats dans ces formations. Plusieurs essais de laboratoire sur ces argiles ainsi que des essais in situ ont permis d'élucider plusieurs mystères et de fournir diverses informations.

En effet, des travaux menés au laboratoire par Tavenas et al. (1983) et Lafleur et Giroux (1983) sur des argiles Champlain ont permis d'obtenir des conductivités hydrauliques variant entre $1.0 * 10^{-10}$ m/s et $5 * 10^{-10}$ m/s pour la couche d'argile non fracturée. Des valeurs in situ obtenues par la méthode de Hvorslev figurent dans l'étude de Desaulniers et Cherry (1988). Ces valeurs varient entre $7.5 * 10^{-11}$ m/s et $4.9 * 10^{-10}$ m/s dépendamment de la localisation des piézomètres. Pour la croûte de d'argile, Lafleur et al. (1987) ont trouvé une conductivité hydraulique de $1.4 * 10^{-8}$ m/s à une profondeur de 1.2 m et de $4.8 * 10^{-9}$ m/s à une profondeur de 1.7 m. Cela confirme que plus on s'éloigne de la surface, moins l'argile est fissurée.

Dans plusieurs essais de diverses natures et menés à diverses profondeurs, Diène et al. (1989) ont trouvé des conductivités hydrauliques variant entre 1.09 et $1.15 * 10^{-9}$ m/s dans des argiles de la mer Champlain dans la région de Louiseville. Dans le laboratoire, une valeur moyenne de K de $5 * 10^{-9}$ m/s est présentée par Leroueil et al. (1983). Les essais hydrauliques en laboratoire et in situ conduits par Benabdallah (2007) ont montré que sur le site de Lachenaie, il n'y a pas de zone d'argile fracturée à la partie supérieure du dépôt d'argile qui est recouvert par une couche de sable, contrairement à Varennes ou à plusieurs sites en Ontario et ailleurs au Québec où il existe une croûte fissurée (Garga et Oshaughnessy 1994, Desaulniers 1989). Dans cette zone de fractures qui varie en épaisseur entre 1m et 5 m selon les régions, la conductivité hydraulique augmente de deux à trois ordres de grandeur pour atteindre jusqu'à $1 * 10^{-5}$ cm/s par endroits. Aussi, dans les argiles de Lachenaie, des conductivités hydrauliques de l'ordre de 10^{-7} cm/s sont

trouvées avec des essais in situ ou en utilisant des cellules triaxiales au laboratoire et de l'ordre de 10^{-8} cm/s quand les essais de perméabilité sont menés dans des cellules œdométriques (Benabdallah et Chapuis 2007). Cela confirme donc l'existence d'un effet d'échelle qui disparaît vers 10 ou 15 cm quand on mesure les propriétés hydrauliques des argiles Champlain. La méthode d'installation des piézomètres dans l'argile peut aussi influencer les valeurs de la conductivité hydraulique. Ainsi, si la méthode de préparation de la lanterne cause un remaniement important de l'argile, il est évident que la valeur de K sera plus petite en comparant avec une lanterne préparée, par exemple, avec un tube Shelby en minimisant le remaniement. (Benabdallah 2007, Garga et Oshaughnessy 1994)

Les valeurs des gradients hydrauliques dans les argiles Champlain ont été obtenues à partir des niveaux d'eau dans les piézomètres après stabilisation de ces derniers (Effet de " Time Lag ", Hvorslev 1951). Les valeurs du gradient hydraulique vertical (valeur moyenne de 0.07) diminuent avec la profondeur, ce qui est aussi le cas pour les charges hydrauliques (Desaulniers et Cherry 1988). Le gradient hydraulique horizontal est négligeable en le comparant avec le gradient vertical obtenu. L'écoulement est donc essentiellement dirigé vers le bas de la couche d'argile. Aussi, en utilisant l'équation de Darcy, des vitesses d'écoulement dans l'argile variant entre 0.03 cm/an et 0.17 cm/an avec une moyenne de 0.13 cm/an ont été calculées (Desaulniers et Cherry 1988). A cette vitesse, l'eau atmosphérique, résultant des précipitations et de la fonte des neiges, peut avoir déplacé, depuis le retrait de la mer Champlain il y a environ 10 000 ans, l'eau saumâtre vers la profondeur (Desaulniers et Cherry, 1988). Cette théorie a ensuite été réfutée par Desaulniers et Cherry (1988) car selon eux elle ne donnait pas les bons profils des ions majeurs. Ces auteurs ont alors expliqué les profils des ions majeurs par l'hypothèse que les gradients hydrauliques sont inférieurs à un seuil (concept du gradient hydraulique seuil) qui serait requis pour permettre l'écoulement dans une argile très peu perméable.

Aussi, Desaulniers et Cherry (1989) ont mené des recherches sur un site de Varennes dans les environs de Montréal. La répartition des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ et Cl^- a été étudiée. Ils ont conclu que les ions avaient migré par diffusion vers le haut à travers la couche d'argile et que ces ions provenaient de l'eau de mer piégée dans le shale sous le dépôt d'argile. Leurs modélisations numériques ont permis de caler les résultats numériques sur les données géochimiques, avec un temps de diffusion de 10000 ans. L'utilisation du processus d'advection (vers le bas) dans la simulation numérique, avec des gradients et conductivités hydrauliques obtenus sur le terrain, n'a

pas permis le calage des résultats et a donné des profils de concentrations différents de ceux obtenus sur le terrain.

Cela serait expliqué par l'hypothèse que le gradient hydraulique dans l'argile est inférieur au gradient hydraulique nécessaire pour produire un écoulement selon la loi de Darcy. Ce gradient seuil n'a pas été démontré par des essais de laboratoire mais Tavenas et al. (1983) ont présenté des indicateurs montrant que ce gradient seuil dans un aquitard de Matagami avoisine 0.07. Cette hypothèse de gradient critique est toutefois contestable pour les raisons suivantes:

Le concept de gradient seuil a été contesté par plusieurs auteurs. De 1970 à 2000, cette valeur seuil est passée de 3 à moins de 0.1 au fur et à mesure que les techniques de laboratoire se raffinaient. Law et Lee (1981) ont donné des valeurs allant de 0.1 à 3 pour un même site dans le sud de l'Ontario. De plus, les tenants de l'idée du gradient seuil n'ont jamais fait de calculs d'incertitude. Ces calculs indiquent que le seuil serait un mythe et que tout gradient hydraulique produirait un écoulement. Aussi, plusieurs études sur des sites où se trouve une couche épaisse d'argile ont montré l'existence de tritium en dessous du niveau bas de la nappe, ce qui indique que l'eau atmosphérique s'infiltré dans l'argile. Garga et Oshaughnessy (1994), dans une étude portant sur une argile Champlain du sud de l'Ontario en ont fait le constat.

Pour des argiles européennes déposées aussi en milieu marin et dont les propriétés sont identiques à celles des argiles du Québec, Rosenquist (1946) et Bjerrum (1954) ont formulé l'hypothèse que la lente percolation verticale d'eau douce depuis la surface jusqu'à l'aquifère sous-jacent à l'argile aurait lentement dessalé l'eau interstitielle de l'argile dont le degré de sensibilité dépend de la composition chimique de l'eau interstitielle (Rankka et al. 2004).

Pour Giroux (1994), les processus de transport par advection et diffusion ont un rôle important dans le transport des solutés dans l'argile. Mais, la faible conductivité hydraulique des argiles diminue considérablement l'effet de l'advection dans le cas où les conditions hydrogéologiques sont presque hydrostatiques (gradient hydraulique de 0.04 et 0.13). Par contre, pour un plus grand gradient hydraulique (0.52) et avec la présence d'une unité stratigraphique drainante sous-jacente à l'argile, on constate que l'advection est le processus de transport dominant sur toute l'épaisseur des sédiments. Les résultats qui ressortent d'une étude menée sur différents sites au Québec sont alors compatibles avec un processus de lessivage et de diffusion. L'eau saline des sédiments de surface a été déplacée par l'infiltration de l'eau de pluie et de fonte des neiges et sous cette

profondeur de lessivage, le sel a migré par diffusion vers le niveau du till/roc inférieur ou vers la zone lessivée supérieure.

Aussi, le modèle analytique proposé par Giroux (1994) montre que les deux processus (diffusion et advection) interviennent dans le transport de l'eau et des ions majeurs dans une couche d'argile. En effet, lors du calage numérique, les données numériques et celles relevées sur le terrain (conductivité, salinité,...) ne correspondent que si la vitesse d'écoulement de l'eau dans l'argile est différente de zéro. Enfin, il a été conclu que la diffusion et l'advection ne sont pas les seuls processus qui interviennent dans la modification de la salinité mais il existe probablement d'autres phénomènes, et notamment géochimiques (dissolution de la calcite sous l'effet des pluies acides, sulfatoréduction avec production d'acide carbonique, échanges cationiques, adsorption des ions sur les particules d'argile et fixation du potassium sur les minéraux argileux), qui expliquent pourquoi seuls les concentrations du Cl^- et de la salinité ont pu être calées.

Cloutier et al. (2006) ont mis au point un modèle conceptuel pour déterminer l'origine de l'eau souterraine dans le système aquifère des Basses Laurentides. Ce modèle démontre que l'eau présente dans le système aquifère provient d'une part de l'infiltration dans les zones de recharge d'eaux météoriques (précipitations et fonte des neiges) et atteint le système aquifère à la suite de processus géochimiques comme la dissolution de carbonates, échanges ioniques, mélange avec des eaux salines et d'autre part, par la diffusion de l'eau interstitielle des argiles Champlain.

2.4 Propriétés mécaniques et hydrauliques des argiles

On identifie généralement les argiles de l'est du Canada aux matériaux fins qui se sont déposés aux époques glaciaires à la périphérie du Bouclier Canadien occupant le Québec et le Labrador. La collecte et la compilation des données géotechniques a permis de définir les principales caractéristiques physiques, mécaniques et hydrauliques des argiles marines et lacustres de l'est du Canada et les corrélations qui existent entre certaines de ces propriétés.

Pour Tavenas et al. (1977, 1979), le comportement des sols en général et des argiles en particulier dépend de leur granulométrie, de leur minéralogie et de leur histoire géologique.

L'histoire d'un dépôt argileux peut être décrite à l'aide de la figure 2.7 ci-dessous. La première étape est la sédimentation des particules dans un lac ou une mer. Ensuite intervient l'étape de la consolidation sous une contrainte verticale croissante due à la formation des couches sus-

jaçentes. Lors de cette étape, l'argile suit une ligne de consolidation vierge ($\alpha\alpha$ sur la figure 2.7) qui dépend de la minéralogie et de l'environnement sédimentaire. Une fois la déposition du sol complétée, l'argile peut être caractérisée par sa contrainte effective verticale et son indice des vides. On peut aussi obtenir une courbe d'état limite Y_p qui est la mémoire de l'histoire géologique de l'argile et va contrôler le comportement en déformation et en résistance de sol intact. Si l'environnement et les caractéristiques physiques de l'argile se sont modifiés au cours de l'histoire géologique, l'état du sol tendra vers les lignes ($\beta\beta$) si lessivage a eu lieu ou ($\gamma\gamma$) s'il y a eu oxydation. (Leroueil et al. 1983).

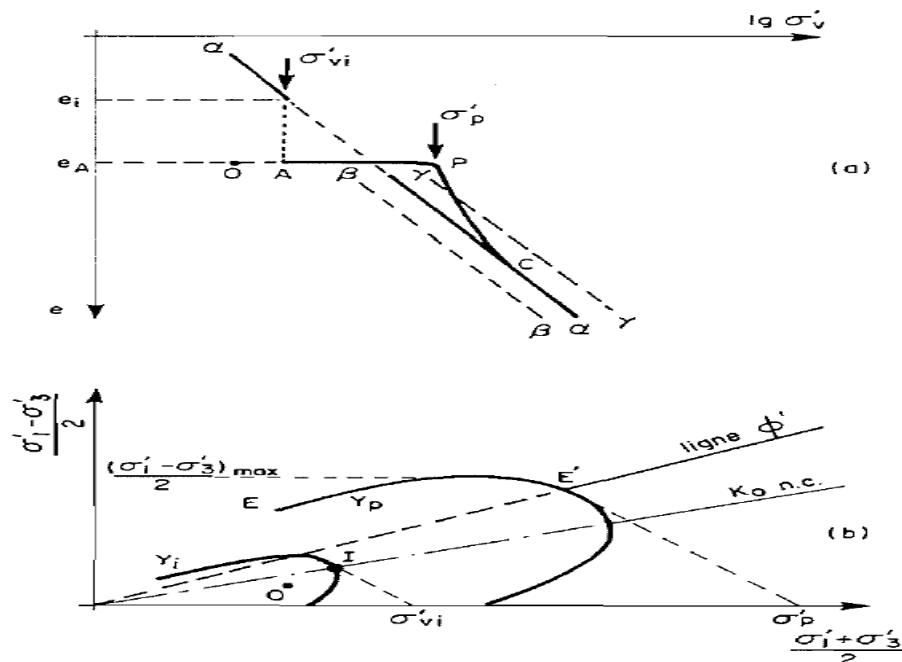


Figure 2.7: Histoire géologique d'un dépôt argileux

Extrait de Leroueil et al. (1983)

Pour des échantillons d'argile remaniée provenant de dépôts de la mer Champlain, du lac Barlow-Ojibway, de la mer de Tyrrell, du Labrador et de la mer Laflamme, la densité des grains est comprise entre 2.70 et 2.75 pour l'ensemble des échantillons. La limite de liquidité est déterminée en utilisant deux méthodes: la méthode de percussion de Casagrande et la méthode de pénétromètre par cône. Ces deux méthodes livrent des résultats différents mais pour des limites de liquidité inférieures à 70%, ce qui est le cas des argiles de l'est du Canada, cette différence est inférieure à 4%. Les argiles provenant du centre du bassin de la mer Champlain ont une limite de liquidité comprise entre 50 et 75 alors que les argiles provenant des dépôts de rive présentent des

valeurs moins élevées. Les autres argiles marines ont des valeurs de liquidité inférieures à 50 et atteignent même la valeur de 30 dans certains endroits. (Leroueil et al. 1983). Concernant les limites de plasticité, Leroueil et al. (1983) ont trouvé des valeurs variant entre 17 et 34.

Pour l'indice de plasticité I_p , la compilation des résultats obtenus a montré que le domaine dans lequel se situent généralement les sols fins de l'est du Canada peut être défini comme suit:

$$(0.73w_L - 15) < I_p < (0.86w_L - 13) \quad (1.1)$$

w_L étant la limite de liquidité de l'argile. Pour les argiles de Champlain, Garneau et Le Bihan (1977) ont proposé la relation moyenne suivante:

$$I_p = 0.85(w_L - 19) \quad (1.2)$$

Un autre paramètre traité dans le document de Leroueil et al. (1983) est l'activité de l'argile. Cette dernière est définie comme étant le rapport de l'indice de plasticité I_p en pourcent à la teneur en argile C (particules $< 2 \mu m$). Pour les argiles de la mer Champlain, l'activité est située entre 0.25 et 0.75. Pour les argiles de la mer Laflamme et de Tyrrell et de Goldthwait, on obtient des valeurs semblables que pour la mer Champlain mais l'activité peut aussi atteindre la valeur de 0.15. Ces argiles sont dites inactives (Skempton et Northoy 1952). Les indices de liquidité des argiles de l'est du Canada sont très variables. Elles atteignent des valeurs allant de 3 à 5 dans les dépôts silteux d'origine marine et peuvent atteindre des valeurs aussi basses que 0.6. Pour les argiles de Champlain, l'indice de liquidité est compris entre 0.7 et 2.2. (Leroueil et al. 1983)

Pour les argiles intactes, on détermine la pression de préconsolidation à l'aide d'essais œdométriques. Les pressions de préconsolidation sont très variables et dépendent de l'histoire géologique de chaque site. Les dépôts du centre du bassin de la mer Champlain présentent généralement des rapports de surconsolidation de l'ordre de 1.2 à 2.5 ($OCR > 1$ argiles surconsolidés). Par contre, les dépôts de la région de Chicoutimi sont fortement surconsolidés (Dascal et al. 1982).

Pour l'indice de compression C_c , Leroueil et al. (1983) ont noté une augmentation de l'indice de compression avec l'indice des vides. La relation établie est:

$$C_c = 0.65e_0^2 + 0.15e_0 - 0.5 \quad (1.3)$$

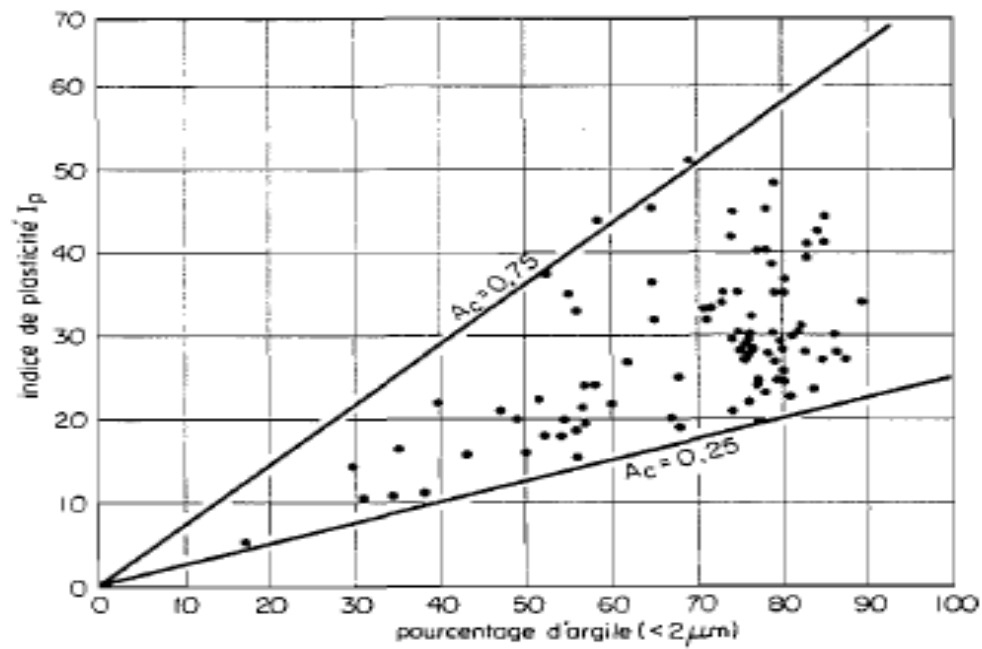


Figure 2.8: Activité des argiles de la mer Champlain

Extrait de Leroueil et al. (1983)

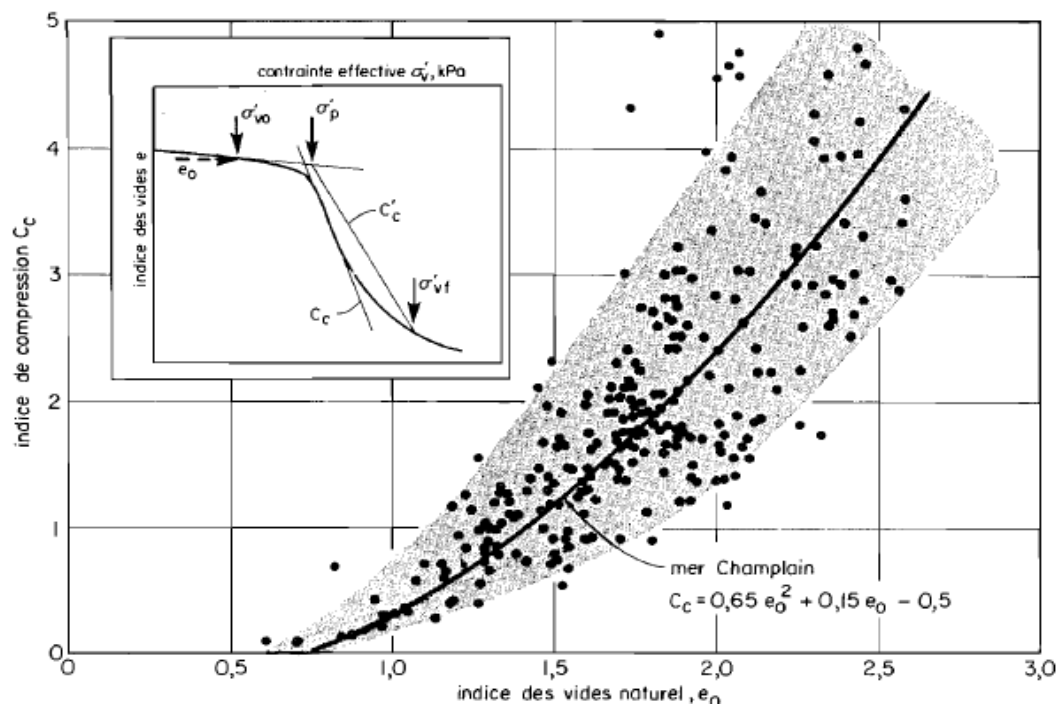


Figure 2.9: Relation entre l'indice de compression et l'indice des vides pour les argiles de la mer Champlain. Extrait de Leroueil et al. (1983)

Pour un sol saturé et une densité des grains de 2.75, l'indice de compression peut s'écrire sous la forme:

$$\frac{C_c}{1 + e_0} = 0.018w_0 - 0.50 \quad (1.4)$$

Pour les argiles de la mer de Tyrrell, Dascal et Larocque (1973) ont établi la relation suivante:

$$\frac{C_c}{1 + e_0} = 0.0096w_0 - 0.167 \quad (1.5)$$

A une même teneur en eau, les argiles de la mer Champlain sont en moyenne plus compressibles que les argiles de la mer de Tyrrell et du Lac Barlow-Ojibway.

Concernant les propriétés hydrauliques des argiles, Tavenas et al. (1983) ont démontré la validité de la loi de Darcy pour les argiles Champlain. Des essais de perméabilité au laboratoire ont été réalisés sur des dépôts de la mer Champlain, de la mer de Tyrrell, de la mer Laflamme, du lac Barlow-Ojibway, des États-Unis et de Suède. Quelques propriétés physiques et mécaniques de ces sols ont été déterminées. Ainsi, les indices des vides naturels des échantillons varient entre 0.8 et 3.0, les fractions argileuses entre 45 et 85%. Les perméabilités verticales mesurées à la température de laboratoire et à l'indice des vides naturel quant à elles ne varient qu'entre $3 \cdot 10^{-10}$ m/s et $5 \cdot 10^{-9}$ m/s. Aussi, le facteur d'anisotropie a été déterminé une fois la perméabilité horizontale calculée. La perméabilité horizontale est très légèrement supérieure à la perméabilité verticale et le facteur d'anisotropie est en moyenne égal à 1.1. Enfin, Tavenas et al. (1983) ont tracé la variation de la perméabilité verticale en fonction de l'indice des vides pour différentes argiles canadiennes.

Il apparaît qu'aucune relation n'est valable pour toutes les argiles étudiées, chacune a un comportement propre à elle. Aucune de ces relations ne prend en considération le probable comportement complexe de la structure d'une argile intacte quand elle devient normalement consolidée. Tavenas et al. (1983) ont privilégié par contre la relation proposée par Taylor (1948) pour les raisons suivantes:

1. Elle décrit le comportement de la conductivité hydraulique en fonction des conditions initiales e_0 , k_0 et l'index C_k . Ces derniers sont simples à calculer.

2. Une relation linéaire e versus $\log k$ est une bonne représentation du comportement de la plupart des argiles naturelles molles dont la déformation est inférieure à 20%

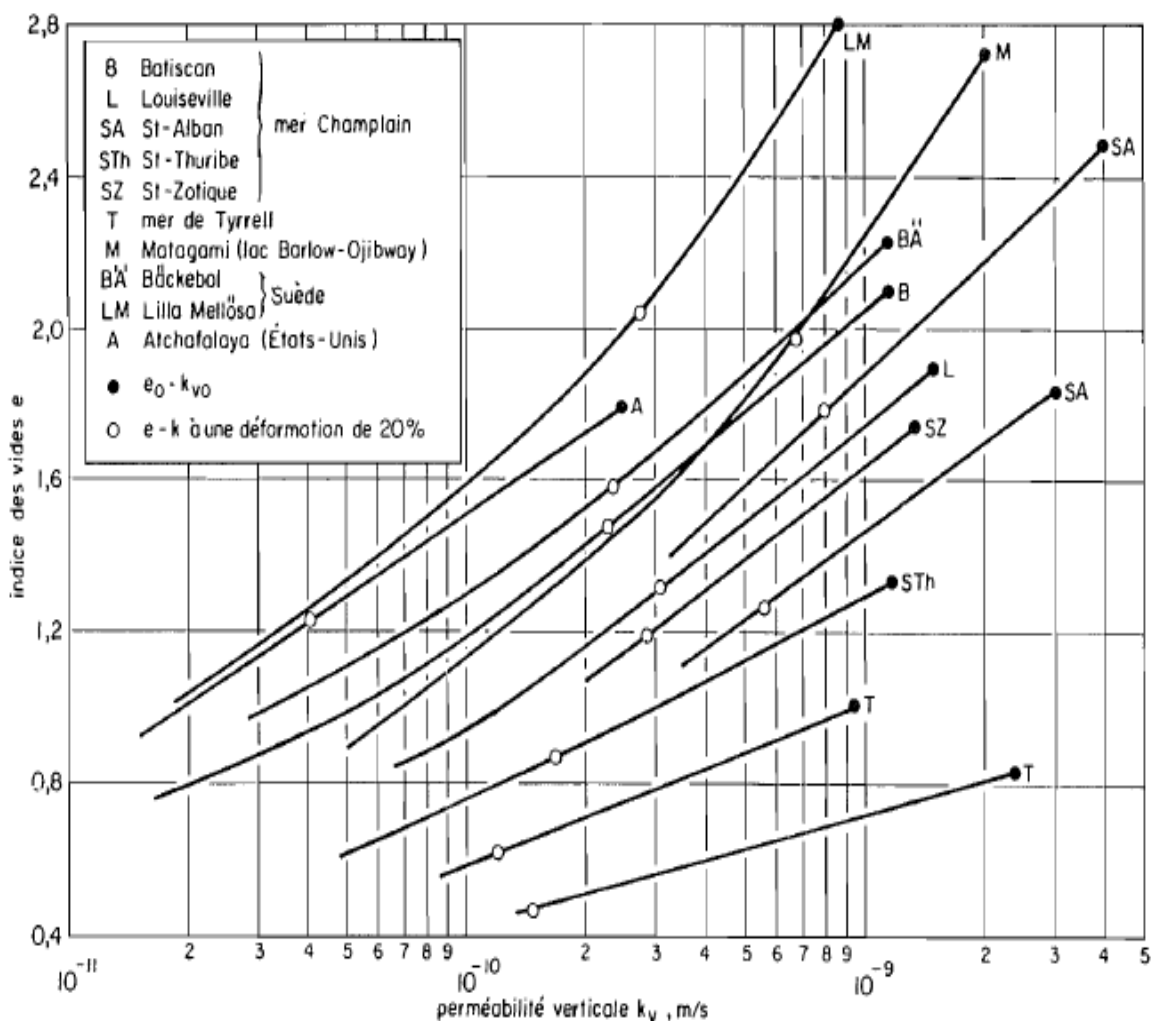


Figure 2.10: Variation de la perméabilité verticale en fonction de l'indice des vides pour différentes argiles canadiennes (Tavenas et al. 1983)

Dans un dépôt d'argile homogène comme celui étudié dans ce document, on s'attend à un arrangement des grains uniforme (Tavenas et al. 1983). Donc, la porosité ou l'indice des vides serait la seule variable à influencer la variation de la conductivité hydraulique par rapport à la profondeur. Ils ont par la suite démontré que pour toutes les argiles étudiées (Argiles de Champlain, de Louiseville,...), la relation entre e_0 et $\log k_0$ n'est pas établie excepté dans des dépôts extrêmement homogènes. Samarasinghe et al. (1982) ont suggéré, pour une argile

normalement consolidée et à partir de la relation établie par Kozeny (1927) et Carman (1956) valide pour des sables, la relation suivante:

$$k = C \frac{e^n}{1 + e} \quad (1.6)$$

k: Conductivité hydraulique, cm/s

e: Indice des vides du sol

C: Constante indiquant les caractéristiques du sol

n: Nombre entier prenant les valeurs 4 ou 5 dépendamment du sol

Taylor (1948) a proposé une relation entre le logarithme de la conductivité hydraulique et l'indice des vides:

$$\log k = \log k_0 - \frac{e_0 - e}{C_k} \quad (1.7)$$

k: Conductivité hydraulique, cm/s

k_0 : Conductivité hydraulique in situ, cm/s

e: Indice des vides

e_0 : Indice des vides in situ

C_k : Index du changement de la conductivité hydraulique

Dans tous les essais réalisés, C_k est défini comme étant la pente de e versus log k pour des déformations inférieures à 20%. Les résultats expérimentaux délivrent une simple relation entre C_k et e_0 . Pour $0.8 < e_0 < 3$, $C_k = 0.5 e_0$

Mesri et Rokhsa (1974) ont noté par la suite que cette relation était valide pour les indices des vides rencontrés dans les problèmes courants de génie.

Mesri et Olson (1971) ont douté de la validité de la relation de Taylor (1948) et ont suggéré une relation linéaire entre log k et log e:

$$\log k = A \cdot \log e + B \quad (1.8)$$

A, B: Constantes

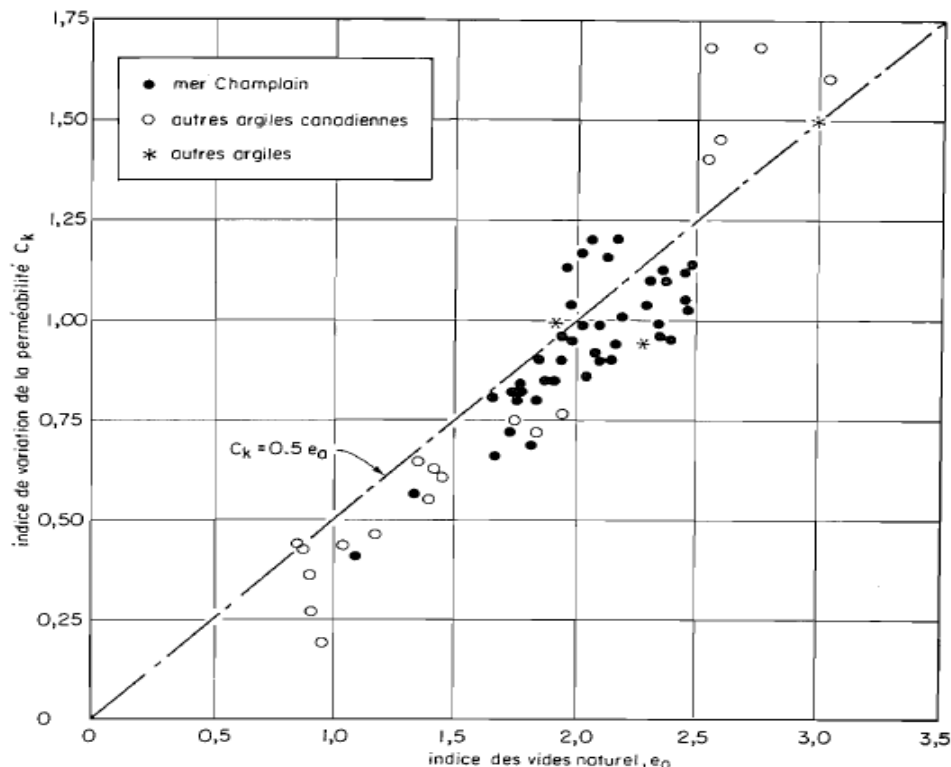


Figure 2.11: Relation C_k - e_0 pour différentes argiles naturelles (Tavenas et al. 1983)

2.5 Échantillonnage des eaux souterraines

L'échantillonnage d'une eau souterraine ne se limite pas au prélèvement de l'eau mais englobe un éventail d'opérations et notamment la préparation du prélèvement, le prélèvement, le conditionnement et le stockage de l'échantillon jusqu'au moment de l'analyse.

L'objectif de toute campagne d'échantillonnage est l'obtention d'échantillons représentatifs de l'eau qui circule dans la formation géologique. Il faut donc éviter toute contamination de l'eau avec les équipements d'échantillonnage et minimiser tout contact avec l'atmosphère. Il existe plusieurs types de tubes d'échantillonnage munis de différents systèmes pour prélever des volumes d'eau à différentes profondeurs ainsi que différentes pompes. Le pompage est recommandé car il permet en premier lieu de renouveler aisément l'eau du puits avant le prélèvement.

Selon l'OFEFP (2003), le prélèvement peut être effectué à l'aide d'une pompe refoulante, par aspiration depuis la surface ou à l'aide d'un échantillonneur prévu pour éviter les échanges

gazeux. Si on utilise une pompe, le rabattement dans le puits doit rester faible, c'est à dire inférieur à 20 % de l'épaisseur de la zone aquifère dans une nappe libre ou rester en dessus du toit de l'aquifère à nappe captive. Dans tous les cas, il faut éviter la formation d'une zone de suintement et éviter absolument que l'eau ne soit soumise à une dépression importante si elle est pompée par aspiration ou par siphonage. Si on doit utiliser un tube de prélèvement, il faut choisir un tube de grand volume à remplissage par le bas, par exemple avec valve à bille ou avec ouverture commandée. Pour éviter au mieux le contact de l'eau avec l'air, l'échantillon peut alors être siphonné hors du tube de prélèvement ou évacué dans le flacon par le bas du tube à l'aide d'un dispositif spécial empêchant le contact de l'eau avec l'air.

Dans une nappe peu profonde (< 6 m), on peut également prélever l'échantillon depuis la surface à l'aide d'une seringue de grand volume (250 ou 500 ml), cette dernière pouvant également servir de flacon pour le stockage et le transport de l'échantillon. Lors du prélèvement, il faut renouveler l'eau du puits pour éviter de biaiser les résultats. L'échantillon se doit d'être représentatif. L'eau ne se renouvelle que lentement dans un puits d'observation, les gaz et substances dissoutes qu'elle contient s'équilibrent avec l'air, et sa composition se modifie. L'activité biologique qui règne dans la crépine et le tubage lui-même et les réactions de surface avec les diverses parois peuvent également contribuer à une lente modification de la composition de l'eau stagnant dans le tubage. Pour tester la représentativité de l'échantillon, on contrôlera l'évolution des paramètres physico-chimiques (conductivité, température, oxygène dissous et pH) et/ou isotopiques au cours du renouvellement de l'eau.

On distingue deux cas dépendamment de la conductivité hydraulique et de la formation géologique: Pour des conductivités hydrauliques moyennes à élevées, et pour des débits supérieures à 0.1 L/min, le puits peut être considéré comme purgé et l'échantillon représentatif si au moins 5 fois le volume du tubage est extrait et si les paramètres (pH, conductivité électrique, teneur en oxygène dissous et température) varient de moins de 2% après le pompage de l'équivalent d'une fois le volume du tuyau ou enfin si selon Wilson (1995), la variation de ces paramètres est inférieure à $\pm 10 \mu\text{S/cm}$, $\pm 0.2 \text{ mg/l O}_2$ et $\pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ respectivement et ± 0.1 unité pour le pH. (OFEFP 2003, ASTM D6771 2002)

Dehnert et al. (2000) montrent que la mesure en continu du Radon-222, comme les paramètres physico-chimiques, permet de déterminer à quel moment on a atteint le renouvellement optimal de l'eau par pompage. Le radon est un gaz qui s'équilibre avec l'air ambiant dans le secteur du

point d'eau. C'est aussi un élément radioactif avec une demi-vie de désintégration de 3.8 jours. Il disparaît donc dans l'eau stagnante d'un piézomètre, mais comme il est produit constamment dans l'aquifère, sa concentration augmentera à nouveau au moment où on commence à pomper. Lorsque cette concentration atteint un plateau, on peut considérer que l'eau pompée est représentative du milieu aquifère aux alentours du forage. Référence est faite à Surbeck (1996) concernant la mesure de cet isotope. Cette méthode reste toutefois difficile à appliquer sur le terrain.

Le renouvellement de l'eau peut se faire à haut débit. La prise d'échantillon doit cependant se faire à faible débit (environ 5 à 20 % du débit maximal du puits). Si possible, utiliser le même équipement pour le renouvellement de l'eau et le prélèvement, de manière à diminuer le risque de contamination de l'eau.

Pour des formations à faible conductivité hydraulique, et vu le faible débit du forage, il est recommandé de purger complètement ce dernier au moins deux fois avant de prélever l'échantillon. (OFEFP 2003). On verra plus loin dans le document qu'on ne recommande pas de purger un puits d'observation dans un aquitard, sauf s'il est fissuré. Et même dans ce cas, il ne faudrait pas le vider complètement mais pomper lentement, à faible rabattement. La purge provoque des dégâts dans les aquitards et modifie la chimie de l'eau aux alentours et dans la crépine.

Échantillonner une eau souterraine nécessite plusieurs précautions afin d'assurer la représentativité et la qualité de l'échantillon. Il existe plusieurs facteurs qui peuvent influencer cette représentativité et biaiser les analyses chimiques effectuées sur une eau. En effet, la purge et l'échantillonnage de l'eau souterraine sont des opérations délicates: chaque étape de ces processus peut être la source de plusieurs erreurs qui auront comme conséquences, au niveau de l'analyse de l'eau, l'obtention d'un échantillon d'eau souterraine non représentatif des conditions réelles sur le terrain. Ainsi, au niveau de l'échantillonnage, ces sources d'erreurs peuvent apparaître dès le choix du point d'échantillonnage. A ce niveau, elles sont causées par un défaut de construction du piézomètre ou par un mauvais choix de matériau (lanterne, crépine, scellement,...). Lors de la manipulation in-situ, la défaillance de l'appareillage ainsi que les erreurs des opérateurs sont souvent une importante source d'erreurs. Ces erreurs humaines peuvent aussi survenir lors de l'échantillonnage et de la détermination des paramètres in-situ. Lors du transfert et du transport, la chimie de l'eau peut être altérée s'il y a dégazage,

oxygénation, exposition à la lumière ou s'il y a une défaillance du mécanisme d'échantillonnage (pompes, bailer,...). D'autres erreurs peuvent apparaître lors de l'analyse de l'eau mais ne seront pas traitées dans ce document.

Nielsen et Nielsen (2006) catégorisent les facteurs pouvant influencer la représentativité d'un échantillon d'eau souterraine en trois catégories: Des facteurs reliés à l'hydraulique du puits, d'autres reliés au design, à l'installation, à la maintenance et à l'emplacement du point d'échantillonnage et d'autres reliés aux transformations géochimiques encourues lors de l'échantillonnage.

La connaissance de la nature et des propriétés de l'écoulement souterrain est importante. L'écoulement se produit en réponse à une différence de charges hydrauliques dans la formation géologique et on s'attend à ce que l'écoulement à travers la crépine reste le même qu'à travers la formation géologique et conserve d'identiques propriétés.

Selon Kearn et al. (1992), pour un écoulement laminaire et horizontal, l'écoulement à travers la crépine a les mêmes propriétés que lors du passage de l'eau dans la formation géologique (roc). De plus, l'eau en «mouvement» qui passe à travers la crépine ne se mélange pas avec l'eau se trouvant en dessus dans le tuyau du piézomètre (l'eau stagnante). Le même constat est fait par Michalski (1989) qui démontre cela par des valeurs différentes de conductivité électrique dans l'eau stagnante dans le piézomètre et l'eau s'écoulant à travers la crépine. Cette approche a toutefois été contestée par certains auteurs et notamment par Chapuis (2009) qui affirme qu'il y a un mélange dans la colonne d'eau causé par la diffusion et par la convection thermique.

Des réactions chimiques peuvent aussi avoir lieu lors de l'échantillonnage et fausser la représentativité de l'échantillon. Ainsi, Robin et Gillham (1987) affirment que lors d'un écoulement continu à travers la crépine, des réactions chimiques comme la désorption et l'adsorption ont lieu entre le matériau de la crépine, les composantes de la lanterne et les constituants de l'eau. L'équilibre chimique est atteint après un certain temps. Aussi, la chimie de l'eau est influencée par la variation de la pression et de la température dans l'échantillon et par l'agitation ou l'aération de la colonne d'eau dans le piézomètre ou de l'échantillon durant la collecte de ce dernier (Robin et Gillham 1987).

Il se peut aussi que les résultats des analyses chimiques dans un même piézomètre varient entre deux campagnes d'échantillonnage. Cela est expliqué par la présence d'une interface air/eau au sommet de la colonne d'eau qui engendre la création d'un gradient d'oxygène dissous avec la

profondeur. Aussi, l'augmentation de l'activité microbienne aérobie causée par la présence d'oxygène dissous et la diminution du pH à cause de l'augmentation du CO_2 dissous au sommet de la colonne d'eau contribue à la variation des paramètres dans la colonne d'eau.

Les études de Kearn et al. (1992), Michalski (1989) et Robin et Gillham (1987) démontrent clairement que pour les formations géologiques où l'écoulement est horizontal (roc), on peut dire que l'eau récupérée au niveau de la crépine est représentative du milieu adjacent à cette dernière. Aussi, les échantillonneurs peuvent avoir accès à l'eau dans la crépine en minimisant la perturbation de la colonne d'eau dans le piézomètre et jugent non nécessaire de purger plusieurs volumes d'eau du puits avant l'échantillonnage.

Purger un puits nécessite le choix d'une méthode et d'un protocole précis. La purge à faible débit est préconisée pour obtenir des échantillons représentatifs de l'eau à échantillonner.

Ritchey (2002) montre dans la figure 2.12 la différence entre la purge traditionnelle et la purge à faible débit.

La purge à faible débit évite de créer un grand rabattement de la nappe d'eau. Cela a comme avantage la non perturbation de l'eau stagnante dans la colonne d'eau et évite surtout de créer de la turbidité au niveau de la crépine.

D'autres auteurs déconseillent la purge traditionnelle des puits à échantillonner pour éviter les risques de mélanger l'eau provenant de la formation qu'on veut échantillonner et analyser une eau de l'aquifère mélangée avec les eaux provenant des zones en dessus/dessous de la crépine. Cela crée la dilution de cette eau ou l'intrusion de nouveaux constituants dans cette dernière. Ces nouveaux éléments proviennent de zones lointaines et cela à travers les fissures par exemple (Robin et Gillham 1987). Cela évite aussi d'engendrer une turbidité et une surestimation de certaines valeurs, particulièrement les concentrations des métaux (Puls et Paul 1995). Plusieurs de ces solides sont immobilisés sous des conditions d'écoulement naturel. Enfin, on évite un possible assèchement de la crépine causant une agitation, aération et oxydation de l'eau et causant la précipitation de solides due à un changement de l'équilibre chimique.

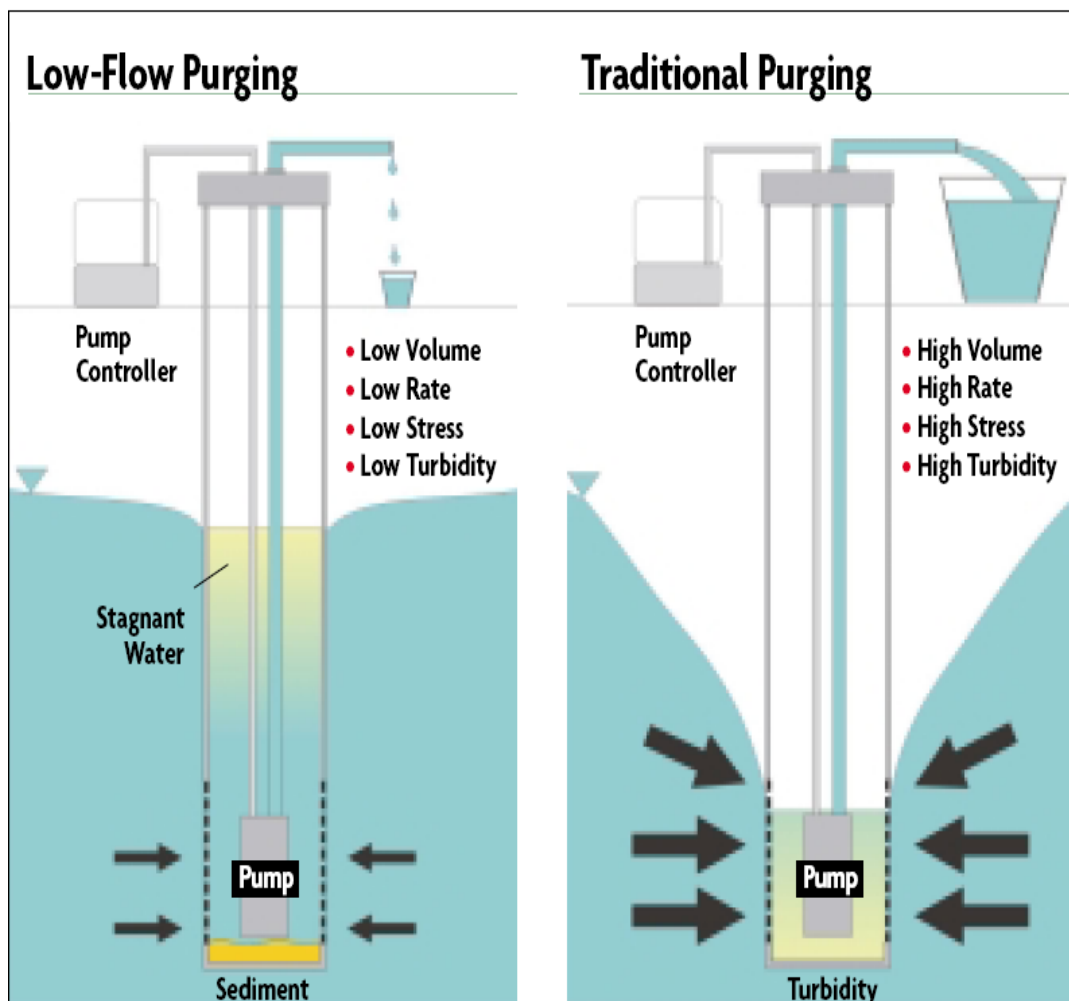


Figure 2.12: Différences entre purge à faible débit (gauche) et la purge traditionnelle (Extrait de Ritchey 2002)

Il existe une norme ASTM qui traite en détail de la purge à faible débit. Cette norme (ASTM D 6771-02) décrit la méthode pour purger et échantillonner les puits ainsi que les équipements utilisés pour l'investigation et le suivi de la qualité des eaux souterraines.

L'objectif de cette norme est de fournir des directives pour la collecte d'une eau souterraine qui représente le mieux l'eau in situ et fournit la meilleure approximation des concentrations des matières à analyser présentes dans la phase dissoute, qu'elles soient de natures organiques ou inorganiques sous des conditions d'écoulement ambiantes. Cette norme met l'accent sur le besoin de minimiser la resuspension des particules dans les puits et la mobilisation de ces dernières ou contamination résiduelle provenant des formations avoisinantes. Cet objectif est atteint à partir d'un pompage à faible débit, contrôlé tout en maintenant un faible rabattement

stabilisé pendant le pompage et un suivi particulier des indicateurs chimiques et paramètres à stabiliser.

En allant plus en détail dans cette norme, on se rend compte que cette procédure n'engendre pas l'extraction de grands volumes d'eau. On observe que l'eau qui se déplace dans les formations géologiques circule aussi à travers la crépine. Dans les puits où l'écoulement à travers la crépine n'est régi que par les contrastes de la conductivité hydraulique ou par l'écoulement «ambiant» minimal de l'eau souterraine, la différence de charge hydraulique induite par le pompage à faible débit produit un échange d'eau entre la formation et le puits. Les échantillons collectés pendant cette purge à «faible débit» représentent l'eau provenant de toute la zone crépinée. La chimie quant à elle est une moyenne pondérée des concentrations des solutés dans l'eau entrant dans la crépine.

Quand l'eau est purgée avec des faibles débits, cette dernière est directement extraite de la zone crépinée avec une pompe péristaltique ou une pompe à vessie tout en minimisant les perturbations au niveau de l'eau stagnante en dessus de la crépine (dans le tuyau). Cela est réalisable en pompant le puits avec un débit assez faible pour maintenir un rabattement minimal de la colonne d'eau du puits et en contrôlant la vitesse d'entrée de l'eau dans la crépine pour éviter un régime d'écoulement turbulent. Il n'y a cependant pas de volume minimal nécessaire pour purger un puits, on purge jusqu'à stabilisation des paramètres. Les débits recommandés varient entre 0.1 à 0.5 L/min. Il est cependant recommandé de pomper à débit constant sans augmenter continuellement le rabattement du niveau d'eau dans le puits et sans que le rabattement n'atteigne la crépine. La zone crépinée ne doit pas être asséchée (Ritchey, 2002).

Pour Barcelona (1985), il n'y a pas de stratégie générale pour purger un puits avant de l'échantillonner. C'est du cas par cas dépendamment des propriétés géologiques du médium et de sa conductivité hydraulique, des paramètres de construction du puits, du débit de pompage/échantillonnage souhaité et de la méthodologie d'échantillonnage suivie. Le but d'une telle opération étant d'établir une stratégie de purge afin d'obtenir une eau souterraine représentative du milieu étudié tout en veillant à ce que ni l'écoulement régional ni la qualité de l'échantillon collecté ne soient perturbés. Aussi, le débit de purge doit être maintenu inférieur au débit auquel le puits a été développé, sinon, des dommages au niveau du puits ainsi qu'une augmentation de la turbidité de l'eau seront constatés. Dans les argiles par exemple, purger avec un important débit peut mener à l'assèchement du piézomètre et de la zone crépinée et à

l'endommagement mécanique (rupture, fissuration) de l'argile près de la lanterne. La bonne connaissance de l'hydraulique du puits reste le moyen le plus sûr pour déterminer les débits et volumes de purge.

Au point de vue pratique, certaines publications traitant de la datation d'eau souterraine exposent les méthodes utilisées par les auteurs pour effectuer leurs échantillonnages.

Ainsi, Gascoyne (2003) a comme objectif l'obtention d'échantillons et de mesures représentatives de l'eau souterraine in situ tout en prenant en considération les changements causés par l'activité de forage et d'échantillonnage. L'eau stagnante dans le tuyau du puits est extraite en utilisant des méthodes qui dépendent du débit et de l'installation du puits. Une pompe à vessie d'un débit allant de 0.25 à 1L/min est alors utilisée - une fois les paramètres de l'eau stabilisés – pour récupérer les échantillons. Dépendamment de la transmissivité, la durée de l'échantillonnage dure entre 1 et 10 semaines. L'échantillonnage est effectué après le décolmatage et le pompage du puits à partir de zones préalablement isolées par diverses méthodes et notamment par le double obturateur (``packer``). Ce dernier est un obturateur de caoutchouc posé dans un sondage pour isoler une section d'une formation quand on fait des essais de production. Le ``packer`` isole une section choisie de la formation, et permet de mesurer les caractéristiques de production de cette section.

Les zones avec des faibles perméabilités ne sont pas échantillonnées à cause de la difficulté de transférer des petits volumes d'eau à la surface de la difficulté de prévenir la dilution des échantillons à la suite de fuites à travers l'obturateur et aussi à cause de la difficulté de pomper de l'eau sous des conditions d'intense rabattement.

Une fois les échantillons extraits, ils sont filtrés sous pression avec un filtre d'acétyle-cellulose de 0.45 μm . Puis dépendamment du type d'analyse à réaliser, un agent de conservation (acide inorganique fort) est ajouté aux échantillons pour prévenir toute activité biologique, précipitation ou absorption d'espèces.

Gascoyne (2003) a échantillonné chaque puits pour les anions (F, Br, I, B et NO_3), cations (Na, K, Ca, Mg, Sr et Fe total) et les isotopes environnementaux (^2H , ^3H et ^{18}O). La fiabilité des résultats hydrogéochimique est assurée par l'usage des procédures standards décrites dans le manuel d'assurance de qualité (Ross et Gascoyne 1995), par l'absence de contaminants (contaminations dont l'origine peut soit provenir de l'opération de forage, du pompage, de l'échantillonnage et du transport et stockage) et par la balance des charges ioniques.

Pour Hendry et al. (2004), les piézomètres sont purgés 4 à 10 fois entre le moment du forage et la campagne d'échantillonnage. Des volumes allant de 4 à 18 fois le volume du tuyau (144L à 942L) sont extraits des piézomètres pour atteindre la stabilité des paramètres de l'eau souterraine. Dans les « shallow-dug wells », le pompage mécanique de l'eau est chose courante. Les échantillons obtenus sont parfaitement acceptables pour les analyses à effectuer car les échanges avec l'atmosphère sont minimisés. (Clark et Fritz, 1997)

Les pompes immergées sont aussi un bon moyen de pomper l'eau des puits car elles fournissent une pression positive sans entrer en contact avec l'atmosphère.

Les systèmes à « pression positive » doivent être utilisés dans les investigations de CID, H₂S, gaz rares et méthane pour minimiser le dégazage avant l'échantillonnage. Les pompes engendrant une pression négative ont pour conséquence la perte du CO₂ et d'autres gaz dissous (de la solution) ce qui affecte le pH, DIC, ¹³C et d'autres isotopes.

Dans l'article d'Alva et Paramasivam (1998), on compare le pH, la conductivité électrique et la concentration de SO₄²⁻, K⁺ et Cl⁻ dans 4 piézomètres avant de purger ces derniers et après chacune des 5 purges effectuées. On constate une variation significative du pH après seulement une purge, les autres 4 purges n'ont pas beaucoup influencé la valeur du pH. La concentration de Cl⁻ est plus importante dans l'eau stagnante (avant de purger). Le fait de purger plusieurs fois le piézomètre ne modifie pas sa concentration. La concentration de SO₄²⁻ ne change pas dans les 4 piézomètres. La variation de la concentration de K⁺ ne permet pas de voir l'influence de la purge. En effet, aucune tendance ne se dessine car les concentrations de cet ion varient indépendamment du nombre de fois que le piézomètre a été purgé. Cela s'explique par le fait que K ne subit pas de transformations chimiques dans l'eau souterraine pouvant influencer sa concentration. Les changements significatifs surviennent après la première purge. Les pompages subséquents ont un effet minimal sur les concentrations.

Aussi, deux méthodes sont utilisées par Cloutier (2004). Une méthode dite « méthode d'échantillonnage composite, une méthode conventionnelle qui consiste à pomper l'eau de toute section ouverte à l'écoulement. Une seconde méthode est l'échantillonnage multi niveau. Celle-ci consiste à échantillonner plusieurs niveaux de puits ouverts au roc, afin d'étudier les variations de qualité d'eau en fonction de la profondeur. Le principe de cette méthode est d'isoler les niveaux à échantillonner à la profondeur voulue à l'aide d'obturateurs.

Enfin, on peut résumer le protocole d'échantillonnage de l'eau souterraine par le tableau 2.2 ci-dessous, adapté du guide pratique d'échantillonnage des eaux souterraines de Barcelona (1985). Notons que ce protocole a été adapté compte tenu de l'évolution des techniques depuis 25 ans et de l'évolution de la compréhension des phénomènes et de l'évolution des techniques.

Tableau 2.2: Protocole simplifié d'échantillonnage d'eaux souterraines (adapté de Barcelona 1985)

Étape	Objectif	Recommandations
Mesures hydrauliques	Déterminer le niveau d'eau statique	Prendre le niveau d'eau à ± 0.3 cm
Purge des puits	Retrait ou isolation de l'eau stagnante dans le tuyau du piézomètre	Pomper l'eau jusqu'à stabilisation des paramètres à $\pm 10\%$ après le pompage
Collecte d'échantillons	Collecte d'échantillons en minimisant les perturbations de la chimie de l'eau.	Le débit de pompage est limité à 100mL/min pour les espèces volatiles
Filtration/Préservation	Permet de déterminer les constituants solubles. Doit être effectué sur le site dès l'échantillonnage.	Filtrer pour analyser: Métaux, anions/cations inorganiques, alcalinité Ne pas filtrer: composés organiques volatiles.
Détermination des valeurs in-situ	Permet d'éviter les erreurs causées par la manipulation, le transport et l'entreposage des échantillons d'eau	Déterminer le pH, l'alcalinité et la conductivité électrique sur le terrain
Collecte d'échantillons blancs	Ces blancs vont permettre de corriger analytiquement les résultats obtenus et altérés suite au transport et à la manipulation	Un échantillon blanc doit être pris chaque jour pour chaque élément sensible
Transport et entreposage	La réfrigération et la conservation des échantillons doit minimiser l'altération chimique	Minimiser la durée de stockage avant l'analyse

On constate que chaque étape du processus a des objectifs spécifiques et que pour les atteindre, plusieurs précautions et recommandations devront être suivies. Les deux protocoles d'échantillonnage de l'eau souterraine dans le roc (aquifère) et dans l'argile (aquitard) ayant été adoptés pour cette étude seront présentés dans la suite du document (Chapitre 4).

2.6 Extraction de l'eau interstitielle de l'argile

Un des premiers objectifs de cette thèse est d'obtenir un profil des concentrations des différents anions, cations et isotopes présents dans l'eau interstitielle de l'argile en fonction de la profondeur dans le dépôt d'argile. Pour cela, il est nécessaire d'extraire l'eau interstitielle dans la couche d'argile afin de suivre l'évolution de tous les paramètres géochimiques à partir de la surface et ce jusqu'au roc.

Toutefois, avant d'aborder l'extraction de l'eau des argiles, il est important d'exposer les différents états de l'eau dans les matériaux argileux.

Selon Meunier (2002), des essais effectués (analyses thermo pondérales) sur une montmorillonite Na en cristallites et sur des particules comprises entre 0.10 et 0.35 μm montrent que lorsque ces argiles sont chauffées, il y a des départs d'eau à des températures différentes. Ainsi, dans un système ouvert, les molécules d'eau faiblement fixées sur les surfaces externes de l'argile s'évaporent à 56.8°C alors qu'il faut atteindre 191.5°C pour que les molécules d'eau fortement liées aux cations inter foliaires présents dans la structure des argiles soient libérées. Ces deux eaux n'ont donc pas le même statut thermodynamique

Chaque minéral argileux est presque toujours entouré par un film d'eau adsorbée. Ce dernier est maintenu à la surface des minéraux par les forces d'attraction qui agissent entre les particules d'argile et les molécules d'eau. Ce film d'eau est constitué des molécules d'eau et des cations présents dans l'eau des sols. Les forces d'attraction sont fortes à la surface de l'argile. Plus on s'éloigne de cette dernière, plus les forces d'attraction diminuent et les molécules d'eau deviennent de plus en plus mobiles. À un certain point, les molécules d'eau quittent le film d'eau adsorbée, elles se déplacent librement et constituent l'eau libre.

Les publications dans ce domaine ne sont pas abondantes. Peu d'articles traitent de cas précis et ne donnent pas de normes ou des procédures à appliquer pour l'extraction de l'eau interstitielle de sédiments argileux.

Dans l'article d'Ortega-Guerrero et al. (1997), l'eau interstitielle est extraite en pressant l'argile avec une presse hydraulique. Le dispositif expérimental est décrit avec précision par Patterson et al. (1978). Un volume de 150 mL d'eau est ainsi obtenu à partir d'un échantillon d'argile. Une seringue stérilisée est directement connectée au dispositif d'extraction d'eau pour éviter tout contact de l'eau avec l'atmosphère. L'eau obtenue est filtrée et acidifiée pour les analyses de cations.

Une étude réalisée par l'OCDE (2000) traite de l'extraction d'eau interstitielle à partir de roches argileuses pour fins de caractérisation géochimique. En premier lieu, l'emphasis est mise sur le système argile/eau. En effet, il existe une interaction entre différentes composantes du système: Les minéraux argileux, les ions dissous, les molécules d'eau et la matière organique. Des liaisons chimiques de différentes forces et énergies sont créées entre toutes ces espèces. Lors de l'extraction de l'eau, ces liaisons doivent être brisées et une réponse non linéaire du système ainsi qu'un fractionnement isotopique et chimique sont constatés. Cela est principalement dû à la baisse de la teneur en eau dans l'argile qui engendre le renforcement des liaisons chimiques et la création de nouvelles liaisons. Aussi, la porosité réduite du système joue le rôle d'un filtre et donc ralentit ou accélère les mouvements des ions en fonction de leur rayons et charges.

L'OCDE (2002) propose plusieurs techniques pour extraire l'eau interstitielle selon les conditions de l'argile et des moyens disponibles. Les techniques de centrifugation, lixiviation, compression (squeezing), distillation sous vide, distillation azéotropique et équilibration directe sont proposées dans ce document. Le tableau 2.3 résume quelques propriétés de ces dernières.

On constate que toutes les techniques décrites dans le tableau 2.3 ont des points faibles qui peuvent avoir d'importantes conséquences sur les résultats des analyses et peuvent biaiser ces dernières.

Tableau 2.3: Propriétés et artefacts des techniques courantes d'extraction d'eau interstitielle (selon OCDE, 2000)

Technique	Spécifications	Pression maximale appliquée (MPa)	Artefacts
Centrifugation	Faible vitesse 2500 rpm	0,098	Oxydation de la solution
	Haute vitesse 14000 rpm	5,3	Oxydation de la solution: Baisse de la concentration avec extraction
	Ultracentrifugation (20000 rpm) + déplacement de solvant	2,3	Danger de destruction de matière organique
Squeezing (compression)	5 MPa	5	Artefact petit ou indétectable
	70 MPa	< 70	Petit ou undétectable jusqu'à 60-100 Mpa. Quand la pression augmente on remarque une augmentation et diminution des concentrations
	552 MPa	< 552	
Leaching (Lessivage)	Eau déionisée Complexes de haute sélectivité	- -	Dissolution des minéraux; échange de cations avec l'argile Échange complet avec les cations adsorbés
Distillation	Sous vide	980	Extraction possiblement incomplète, valeurs ^{18}O non-valides
	Azéotropique	980	Extraction possiblement incomplète, baisse systématique de la valeur du deutérium
Équilibration directe	Avec CO_2	-	Équilibration incomplète possiblement, temps d'équilibre difficile à estimer
	Avec H_2O	-	

Dans l'article de Bottcher et al. (1997), une nouvelle technique d'extraction d'eau interstitielle est exposée. C'est une technique de "squeezing" à haute pression atteignant 110 MPa. Malgré les inconvénients de cette technique qui résident dans le fait que la méthode soit destructive et ne permet d'obtenir que des petits volumes d'eau après l'extraction, elle permet toutefois d'obtenir un échantillon d'eau à partir de différents espaces lacunaires à différentes pressions. Aussi, on obtient des volumes d'eau provenant de pores rapprochés.

Les profils des concentrations de Ca^{2+} , Mg^{2+} et Cd en fonction de la profondeur pour trois pressions d'extraction montrent clairement que plus cette dernière augmente (de 5 à 110 MPa) plus la concentration des cations augmente dans l'eau récupérée. Le même constat est établi pour Mn^{2+} , K^+ , Na^+ , Al^{3+} , Fe^{2+} , et Zn. Ceci n'est par contre pas le cas pour Cu^{2+} et Pb^+ . L'augmentation de la concentration de ces cations avec la pression d'extraction est due à une hausse de la pression partielle du CO_2 (PCO_2) pendant la compression. Le produit (H^+) (HCO_3^-) augmente directement avec (PCO_2) engendrant une hausse de la concentration des cations

basiques. D'un autre côté, le dégazage des échantillons pendant la préparation peut aussi influencer le pH.

Pour Winger et al. (1997), les procédures d'extraction de l'eau interstitielle peuvent avoir une influence sur la chimie de l'eau et cela à cause des variations de température ou l'oxydation des sédiments (Murthy et Ferrell, 1972). En effet, la hausse de température dans les sédiments provoque l'augmentation de la concentration des silices et du pH (Fanning et Pilson, 1971). Troup et al. (1974) ont constaté que la concentration de fer dans l'eau interstitielle est influencée par l'oxydation des sédiments durant l'extraction. Bufflap et Allen (1995) ont étudié les résultats d'analyses d'eau interstitielle provenant d'un même sédiment mais en utilisant diverses méthodes. Selon eux, l'extraction à vide donnerait des résultats satisfaisants.

Sacchi et al. (2000) traitent des effets de quelques processus ainsi que leurs influences sur la chimie de l'eau interstitielle. En effet, la hausse de pression lors de la compression ou de la centrifugation cause une diminution de la concentration de la solution extraite, la modification de la solubilité de la phase solide et aussi un possible effet sur la composition isotopique de la solution. Il n'existe pour le moment aucun modèle théorique pour expliquer et corriger ces effets. La diminution de la pression de l'eau quant à elle, lors de l'échantillonnage ou le conditionnement, engendre le dégazage de la solution. Cela peut causer la précipitation des carbonates et la réduction de la porosité.

L'oxydation de la phase solide est engendrée par un mauvais échantillonnage ou conditionnement ou aussi par la centrifugation, le lessivage et la compression si les opérations ne sont pas conduites dans une atmosphère contrôlée. Cela cause une variation du pH de la solution, une dissolution des carbonates, la modification de la stabilité des autres phases et un échange cationique avec l'argile et la matière organique. Il est cependant impossible de corriger cela (Sacchi et al., 2000)

Le changement de température n'engendre pas des conséquences s'il est inférieur à 10⁰C. Si la variation est plus grande, la stabilité de la phase solide risque d'être modifiée. Ces effets sont réversibles si l'échantillon est entreposé à la température originale (Sacchi et al., 2000).

L'échange ionique peut apparaître dans toutes les techniques d'extraction existantes. Cela se traduit par un changement majeur de la composition de la solution et par la dissolution et la précipitation de phase solide. On peut évaluer ce phénomène par une modélisation géochimique et dans certains cas, on peut le corriger.

La dissolution et la précipitation des sels causent des changements majeurs dans la composition de la solution et résultent en un échange cationique. La dissolution peut être évaluée si la minéralogie de l'argile est connue et la dissolution est estimée par une modélisation géochimique et par une observation minéralogique de l'échantillon sec.

Enfin, une extraction incomplète de l'eau interstitielle résulte en un échantillon d'eau non représentatif de la composition isotopique et chimique de la solution. Il est difficile d'estimer cela sans une compréhension totale et approfondie du système argile/eau. On peut toutefois avoir recours à la modélisation pour corriger les isotopes stables.

2.7 Analyses isotopiques: Oxygène 18 et deutérium

La méthode de datation de l'eau souterraine en utilisant le deutérium et l'oxygène-18 est dite méthode indirecte contrairement à la méthode directe avec les isotopes de carbone ^{13}C et ^{14}C . Cette méthode est dite indirecte car elle ne permet pas de déterminer directement l'âge d'une eau. En effet, cette méthode requiert des informations et outils additionnels pour fournir l'âge d'une eau. On note parmi ces informations des échantillons de pluie, des études sur la minéralogie des roches, des études climatiques et des âges de référence obtenus avec d'autres méthodes. Le deutérium et ^{18}O sont les isotopes le plus souvent utilisés pour la datation des vieilles eaux souterraines qui sont salines, profondes, provenant de nappes confinées et profondes et dont la conductivité hydraulique est peu élevée (Kazemi et al., 2006).

La mesure de l'abondance d'un isotope nécessite un équipement sophistiqué de spectrométrie et d'une base de comparaison des résultats obtenus à partir de plusieurs laboratoires. Pour ce fait, un ratio apparent est utilisé. Cela permet de surmonter toutes les difficultés et les sources d'erreurs associées aux machines et aux manipulations. Il suffit d'avoir une mesure de référence et de comparer cette dernière à celle de l'échantillon à étudier.

La concentration isotopique est alors exprimée comme la différence entre le ratio mesuré de l'échantillon et celui de la référence, divisée par le ratio mesuré de la référence.

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{échantillon}} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{référence}}} \right) \cdot 1000\text{‰ VSMOW} \quad (1.9)$$

VSMOW: Vienna standard mean ocean water

En 1961, Graig introduit le SMOW comme étant l'unité standard pour mesurer le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^2\text{H}$ dans l'eau. Cette unité a été calibrée à partir du contenu isotopique du NBS-1, un échantillon d'eau provenant de la rivière Potomac.

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{SMOW}} &= 1.008 \cdot \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{NBS-1}} = (1993.4 \pm 2.5) \cdot 10^{-6} \\ \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{SMOW}} &= 1.050 \cdot \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{NBS-1}} = (158 \pm 2) \cdot 10^{-6} \end{aligned} \quad (1.10)$$

A partir de cela, l'IAEA (Association internationale de l'énergie atomique) a préparé une eau standard à partir d'eau de mer distillée modifiée pour avoir une composition isotopique semblable à celle de SMOW et nommée VSMOW.

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{VSMOW}} &= (2005.2 \pm 0.45) \cdot 10^{-6} \\ \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{VSMOW}} &= (155.76 \pm 0.05) \cdot 10^{-6} \end{aligned} \quad (1.11)$$

Les isotopes ^2H et ^{18}O se démarquent par rapport à d'autres isotopes car ils sont considérés non réactifs. Chaque région connaît plusieurs cycles saisonniers de précipitations dont la signature en ^2H et ^{18}O est unique, aussi, on connaît la signature en isotopes d'eaux datant d'aires géologiques différentes. La conservation des isotopes permet de retrouver ces signatures dans l'eau souterraine et de retracer l'origine et estimer l'âge de ces dernières. En effet, certaines eaux ont des signatures en deutérium connues qui ont souvent été évoquées dans la littérature. Rozanski (1985) a démontré que pour les anciennes eaux souterraines européennes ont un déficit en deutérium de 12% par rapport aux eaux modernes infiltrées. Kazemi et al. (2006) ont aussi montré à partir d'analyses de carottes glaciaires que les valeurs du deutérium et de l'oxygène 18 pendant les cycles de glaciation-déglaciation oscillaient respectivement entre -480‰ et -440‰ et entre 0‰ et 1‰.

En général, il a été constaté que les eaux souterraines du Pléistocène sont isotopiquement plus légères que les eaux de l'Holocène et les eaux modernes.

La composition isotopique de l'eau est donc une fonction de l'origine de cette dernière et de son historique (mélanges d'eaux). Les eaux de précipitation se sont généralement constituées au dessus des océans dont l'eau a une composition isotopique différente de celle des pluies et des neiges. Les précipitations se sont par la suite mélangées avec les eaux de surface et les eaux souterraines.

Plusieurs facteurs peuvent avoir une influence sur la composition isotopique des eaux. Ainsi, les signatures des eaux de pluie peuvent être différentes d'une région à l'autre à cause de plusieurs facteurs. On cite notamment:

1. L'effet continental: plus on s'éloigne de la mer, plus l'eau de pluie est appauvrie en deutérium
2. L'effet de l'élévation: l'eau de pluie est plus appauvrie en isotopes ^{18}O quand l'élévation par rapport au niveau de la mer augmente.
3. L'effet de la latitude: les eaux météoriques dans les régions de haute latitude sont plus appauvries en isotope ^{18}O
4. Quantité de pluie: plus les pluies sont rares, plus la quantité de ^{18}O est importante. Dans les zones où les précipitations sont faibles, on retrouve des valeurs élevées de ^{18}O .

Quand les précipitations se déplacent loin de l'équateur dans la direction de plus hautes latitudes, les isotopes (dits lourds) sont perdus dans un processus dit de fractionnement (Craig 1961). En Amérique du Nord, l'effet de la latitude sur $\delta^{18}\text{O}$ est de $-0.5 \text{ ‰} / \text{degré}$ et entre -0.15 et $-0.5 \text{ ‰}/100\text{m}$ d'élévation pour l'altitude (Gat 1980).

Les isotopes ^{18}O et ^2H sont des moyens recommandés pour estimer l'âge et l'origine de l'eau souterraine. En effet, ces isotopes ne sont que très peu affectés par les réactions géochimiques qui se produisent au niveau des systèmes souterrains à basse température. Néanmoins, plusieurs facteurs peuvent influencer les valeurs obtenues de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ comme les variations saisonnières de température (figure 2.14), la déshydratation des argiles et des silicates, l'échange de H_2S et les échanges géothermiques avec les roches calcaires (Figure 2.13). Aussi, les processus de condensation et d'évaporation responsables de la formation des précipitations engendrent une baisse des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ par rapport à leur valeur dans l'eau de mer. On ne retrouvera donc pas les mêmes valeurs dans l'eau de mer et l'eau de pluie.

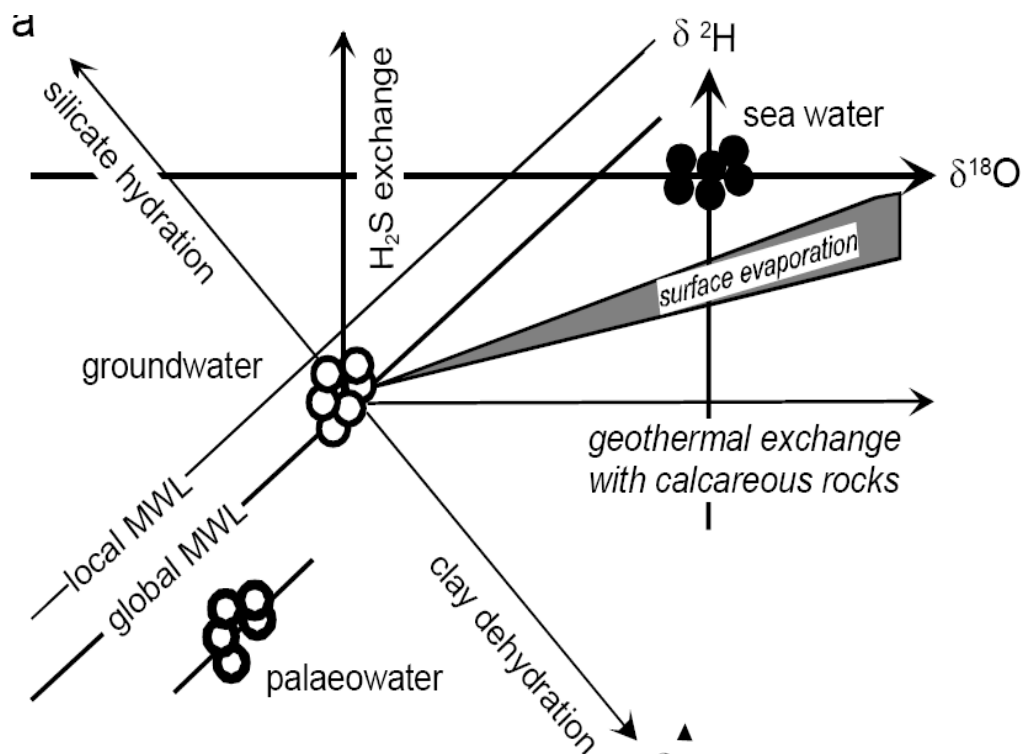


Figure 2.13: Causes de la variation du rapport $\delta^2\text{H}$ sur $\delta^{18}\text{O}$ (Extrait de Kresic 2007)

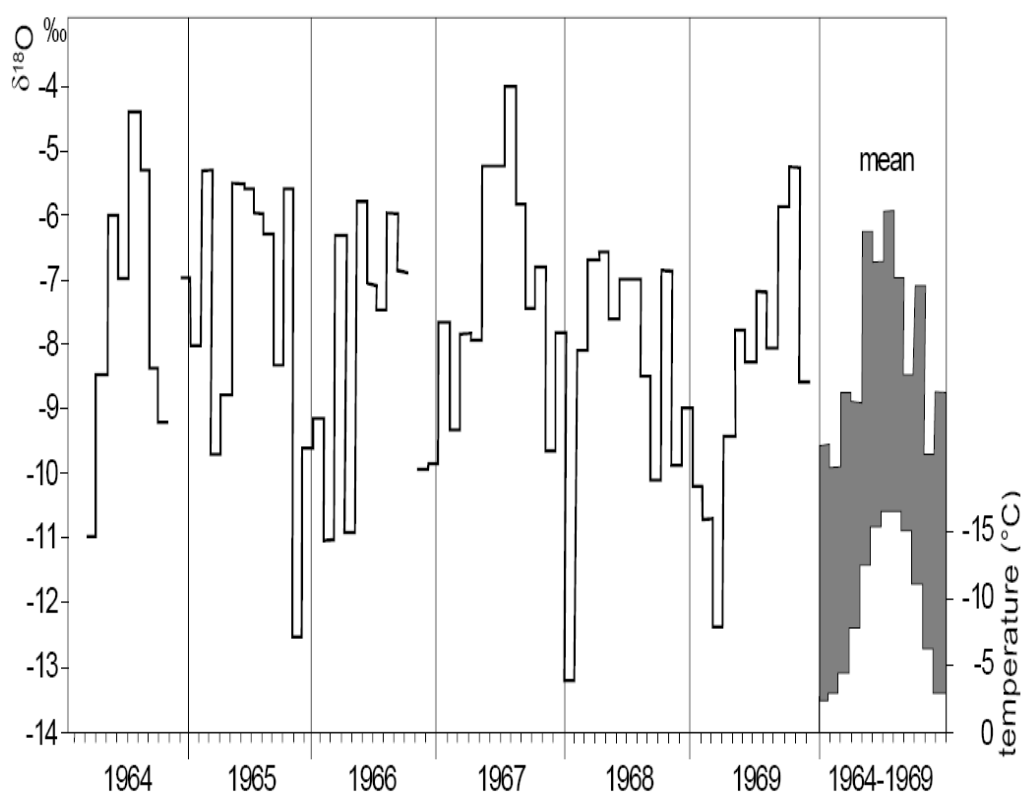


Figure 2.14: Variation annuelles et saisonnières de $\delta^{18}\text{O}$ (Extrait de Kresic 2007)

A partir des résultats d'analyses effectuées sur plusieurs échantillons d'eau, la relation entre ^2H et ^{18}O dans des échantillons d'eau de pluie a été établie. Elle a été définie par Craig (1961) par la relation suivante:

$$\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10 \quad (1.12)$$

Cette ligne déterminée par Craig est communément appelée ``Global Meteoric Water Line`` (GMWL). La pente de cette dernière ainsi que l'intersection avec l'axe y, aussi appelé excès de deutérium, varient en fonction de la géographie (latitude, élévation,...).

De ce fait, on a déterminé des lignes d'eau météoriques à des échelles locales, ``Local Meteoric Water Line`` (LMWL), pour déterminer la ligne d'eau météorique. On note à titre d'exemple la relation développée par Fritz et al. (1987) pour la région d'Ottawa.

$$\delta^2H = 7.63\delta^{18}O + 6.53 \quad (1.13)$$

et celle développée par Desaulniers (1981) pour la région de Simcoe en Ontario

$$\delta^2H = 7.5\delta^{18}O + 12.6 \quad (1.14)$$

Les points qui se situent en dehors de ces droites indiquent que les eaux ont été affectées par une condensation ou une évaporation non équilibrée, par un échange à haute température ($>50^\circ\text{C}$) avec les minéraux, ou ont été mélangées avec des eaux d'origine non météoriques

Durant la période du Pléistocène, l'eau de l'océan Atlantique nord avait une signature en $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 0‰ (Broecker, 1974). Aussi, l'eau douce introduite dans la mer Champlain était un mélange d'eau de fonte de neige et d'eau météorique. Il est donc logique que sa composition en $\delta^{18}\text{O}$ soit inférieure aux valeurs (-25‰ à -40‰) trouvées dans l'eau de fonte des glaciers (Hooke et Clausen, 1982). Hillaire-Marcel et Pagé (1983) ont estimé la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau douce dans le lac Deschaillons à -16‰. Sachant que ce dernier était en contact avec la marge glaciaire comme il l'était aussi avec la mer Champlain, la valeur de -16‰ peut être une bonne estimation de ce qu'aurait pu être la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau douce qui a alimenté la mer Champlain (Hillaire-Marcel et Pagé 1983). Les eaux douces qui se sont déversées dans la mer Champlain sont donc un mélange d'eaux météoriques datant du pléistocène (-8‰ à -12‰) et des eaux de

fonte glace (-25‰ à -40‰). A partir de ces données, on peut estimer la signature des $\delta^{18}\text{O}$ dans la mer Champlain comme suit: puisque les eaux de la mer Champlain sont un mélange de 33% d'eau de mer (0‰) et de 67% d'eau douce (-16‰), on peut dire que la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ dans la mer Champlain est estimée à -10.4‰.

Au Québec, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ont été investiguées dans plusieurs études. Les valeurs actuelles trouvées dans les eaux météoriques (précipitations et neige) varient entre -8 et -12 ‰. A Varennes, la composition de l'eau souterraine provenant d'un aquitard d'argile varie entre -9.5 et -10.5 ‰ ce qui coïncide avec les valeurs de cet isotope dans l'eau météorique de la région de Montréal (Desaulniers, 1988). Les valeurs trouvées en Ontario sont assez similaires. En effet, Quigley (1980) publia des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans la région de Hawkesbury (Ontario) variant entre -9 et -11 ‰.

La ligne de Graig (1961) ainsi que les LMWL permettent de trouver la relation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans une eau de pluie. Quand on analyse une eau souterraine, l'origine de cette dernière n'est pas nécessairement météorique à 100%: elle peut provenir d'eau de ruissèlement qui est un mélange d'eau de pluie, de fonte de neige et d'eau de surface ou de plusieurs autres origines. L'eau souterraine aura alors une signature isotopique différente des eaux de pluie. Rose et al. (1997) ont traité cette problématique. En effet, ils ont démontré que dans les retenues d'eau et notamment les lacs, l'effet d'évaporation est accentué. Le processus d'évaporation est caractérisé par un effet de séparation isotopique dynamique. Une relation linéaire entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ est toujours observée mais la pente varie entre 2 et 5.5 alors que pour les eaux de pluie, cette pente varie généralement entre 7 et 9. Cette pente reflète le taux de séparation de vapeur et l'échange isotopique avec la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère et est dépendante de l'humidité relative (Graig et al. 1963). L'intersection de cette ligne des eaux de surface avec la ligne de Graig donne la valeur isotopique initiale de l'eau avant le début de l'évaporation. Pour les eaux souterraines, cette même étude a révélé que les valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ se situent à droite de la GMWL, ce qui encore une fois prouve que l'évaporation des eaux de pluie influence les signatures isotopiques des eaux. Desaulniers et al. (1981) ont montré dans une étude menée sur une couche de till d'origine glaciaire et une couche d'argile la variation de $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur. Le contenu en $\delta^{18}\text{O}$ se situe entre -9 et -10 ‰ VSMOW pour les eaux peu profondes, ce qui est semblable à la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ dans l'eau de pluie de la région étudiée. Pour des échantillons plus profonds, cette valeur oscille entre -14 et -17 ‰. On constate donc une diminution régulière du profil de $\delta^{18}\text{O}$ en

fonction de la profondeur dans le dépôt d'argile. Cela est peut être dû au fait que cette eau « profonde » ne proviendrait pas des précipitations mais serait de l'eau interstitielle datant de milliers d'années et que ces eaux profondes seraient originaires de conditions climatiques plus froides.

Pour Cloutier et al. (2004), les valeurs en deutérium et $\delta^{18}\text{O}$ dans les roches sédimentaires de la région des Basses Laurentides révèlent que pour les 146 piézomètres échantillonnés, ces dernières se situent autour de la ligne d'eau météorique locale. Les eaux extraites des piézomètres ont la même signature en deutérium et $\delta^{18}\text{O}$ que les précipitations de la région d'Ottawa. Aussi, les eaux provenant de formations géologiques confinées et non confinées ont le même contenu en deutérium et $\delta^{18}\text{O}$. Cela conduit à supposer que l'origine de ces eaux souterraines est identique.

Woodley (1996) a effectué des analyses isotopiques dans des dépôts de la Mer Champlain. La composition isotopique des argiles marines et varvées laisse penser que ce sont des eaux météoriques qui se sont infiltrées à partir de la surface pour atteindre le socle rocheux. Séguin (1995) a conclu à partir des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ versus TDS, que les eaux présentes dans les argiles marines étaient un mélange d'eau météorique et d'eau de mer diluée. À partir de ces deux constats et des données de terrain, il a été conclu que le mélange et le lessivage par les eaux météoriques se produit à travers toute la couche d'argile du haut vers le bas. La dilution et le déplacement de l'eau interstitielle de l'argile durerait d'une manière continue depuis la formation de la mer Champlain.

Enfin, dans une étude de till argileux dans le Wisconsin, Bradbury (1985) a constaté que les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ diminuaient en fonction de la profondeur. Les signatures de l'eau recueillie à des profondeurs de 15 m et 22 m sont identiques à celles observées dans les eaux de pluie il y a 10 000 ans. Donc, l'eau présente à ces profondeurs est restée emprisonnée dans le till depuis la période post-glaciaire et n'a pas été mélangée avec des eaux infiltrées à partir de la surface.

2.8 Datation des eaux souterraines avec le Carbone 14

Le carbone 14 (^{14}C) diffère du carbone 12 (^{12}C) par la présence de deux neutrons supplémentaires dans son noyau. Il a été formé dans l'atmosphère à la suite d'essais de bombes atomiques et de bombardements cosmiques des gaz atmosphériques et dans le sol par l'activation de neutrons d'azote ou par la capture de neutrons d'oxygène à la suite de fission spontanée d'uranium et d'autres éléments.

Le ^{14}C est introduit dans les eaux souterraines à la suite de processus biologiques. En effet, le CO_2 produit par les plantes et par la décomposition de matières organiques est dissout dans l'eau et est incorporé en carbone inorganique dissous (CID). Tout au long du chemin d'écoulement des eaux souterraines, la concentration du ^{14}C diminue par le principe de la désintégration radioactive à la suite de dilution ou de mécanismes géochimiques (Clark et Fritz, 1997)

Le ^{14}C atmosphérique est dissout dans l'eau de pluie de percolation avant de rejoindre la nappe d'eau souterraine. Une fois cette dernière atteinte, ^{14}C commence sa décomposition en azote:



La datation avec le ^{14}C est basée sur la mesure de la perte du radionucléide parent du ^{14}C . Pour cela, deux hypothèses sont émises:

- La concentration initiale de ce parent est connue et est restée constante pendant les années passées.
- Le système est fermé à tout gain ou perte de parent excepté par désintégration radioactive.

Si ces deux hypothèses sont vérifiées, on a (Clark et Fritz, 1997):

$$a_t = a_0 e^{-\lambda t} \quad (1.16)$$

Avec:

a_t : Activité observée ou mesurée

a_0 : Activité initiale (à $t=0$) du nucléide parent

λ : Constante de désintégration ($\lambda = \ln 2 / t_{1/2}$). Pour le ^{14}C , $t_{1/2} = 5730$ ans (Clark et Fritz, 1997)

À partir de ces données, on peut trouver l'âge de l'eau par la formule suivante:

$$t = -8267 \cdot \ln \left(\frac{a_t^{14}\text{C}}{a_0^{14}\text{C}} \right) \quad (1.17)$$

Même si les eaux de pluie contiennent du $^{14}\text{CO}_2$ provenant de l'atmosphère, c'est le sol qui est l'origine du ^{14}C présent dans les eaux souterraines. Le ^{14}C atmosphérique rejoint les végétaux par

photosynthèse et se retrouve ensuite dans le sol après décomposition des plantes ou par la respiration des racines.

Si la teneur en ^{14}C présente dans le sol reste constante tout au long du chemin d'écoulement des eaux souterraines, sans dilution, sa désintégration peut être utilisée pour le calcul de l'âge de l'eau. Si ce n'est pas le cas comme dans la plupart des situations, on doit prendre en considération la dilution ainsi que plusieurs autres réactions géochimiques et notamment la dissolution de la calcite et de la dolomite, les échanges avec la matrice de l'aquifère, l'oxydation de vieille matière organique présente dans l'aquifère et enfin la diffusion du ^{14}C dans la matrice de l'aquifère. Une correction est faite en cas de dilution du ^{14}C . Un facteur de dilution q est calculé pour chacun des cas cités précédemment. L'équation (1.17) devient donc:

$$t = -8267 \cdot \ln \left(\frac{a_t^{14}\text{C}}{q \cdot a_0^{14}\text{C}} \right) \quad (1.18)$$

Plusieurs modèles ont été proposés pour déterminer le facteur de dilution q . Ainsi, pour la dilution par dissolution de carbonates, la méthode de correction statistique (Vogel 1970; Bajjali et al. 1997), le modèle de correction d'alcalinité (Tamers 1975; Clark et Fritz 1997), le modèle de mélange du $\delta^{13}\text{C}$ (Pearson 1965) et le modèle d'échange matriciel (Clark et Fritz 1997) ont été proposés pour déterminer la valeur de q .

En plus de la dilution par dissolution de carbonates, on doit calculer un facteur de dilution q pour corriger contre les effets de la sulfatoréduction (Clark et Fritz 1997), contre les effets de la méthanogénèse (Clark et Fritz 1997), contre l'incorporation du CO_2 géogénique et enfin pour corriger les effets de la diffusion matricielle du ^{14}C . Une fois ces différents facteurs de dilution calculés, on obtient le facteur de dilution total en additionnant tous les facteurs de dilution calculés auparavant.

En plus des ajustements nécessaires à cause de la dilution, d'autres difficultés sont associées avec la datation des eaux souterraines avec le ^{14}C .

1. Valeur initiale: Depuis sa production et jusqu'à son arrivée à l'eau souterraine, le ^{14}C présent dans l'eau pluviale est modifié à la suite de plusieurs processus. On note la production du ^{14}C par les rayons cosmiques, par les tests thermonucléaires, par la

combustion de combustibles fossiles, par l'influence des plantes et arbres suite à la photosynthèse et enfin par l'influence du sol.

Cette série de processus rend la datation de l'eau un exercice délicat. La valeur initiale a_0 peut donc varier entre 75 pmC et 200 pmC. Idéalement, cette valeur est déterminée en mesurant la concentration en ^{14}C d'une eau sans tritium provenant d'une zone amont à celle testée, et qui date d'avant 1950, c'est-à-dire avant les premiers essais d'armes nucléaires. (Kazemi et al. 2006)

2. ^{14}C modifie les réactions géochimiques: En effet, l'ajout de carbone sans aucune activité de ^{14}C à l'eau souterraine résulte en une diminution du ratio de ^{14}C dans l'échantillon. Ce carbone provient de la dissolution congruente des minéraux de carbonate. Aussi, ^{14}C peut être éliminé par la dissolution de carbonates ou de minéraux contenant du calcium accompagnés de la précipitation de calcite. L'addition de carbone « mort » suite à l'oxydation de matières organiques, sulfatoréduction ou méthanogène peut aussi causer une réduction de l'activité du ^{14}C . Enfin, et comme c'est le cas pour les eaux géothermales où la température est haute, un possible échange isotopique impliquant le CO_2 peut aussi être responsable de la diminution de l'activité du ^{14}C (Domenico et Schwartz, 1990)
3. Impact de la diffusion: Sanford (1997) a mis au point une équation pour corriger l'âge de l'eau à la suite de la diffusion. Ainsi, le transport du ^{14}C est affecté par la diffusion qui se produit soit d'un aquifère perméable vers une couche confinée ou d'une zone d'écoulement (fracture) vers une zone de stagnation (matrice de roche). L'âge corrigé est obtenu comme suit:

$$t_c = t_u \left(\frac{k}{k + k'} \right) \quad (1.19)$$

Où, t_c , t_u , k et k' sont le temps corrigé, le temps non corrigé, la constante de désintégration et le coefficient de diffusion. Le ratio k'/k varie entre 0.0001 et 1000 et dépend de l'épaisseur de la zone d'écoulement et des zones de stagnation.

4. Demi période: Deux corrections sont à faire. La première concerne la demi période du ^{14}C , une correction de cette valeur de 5730 ans à 5568 ans (Libby 1946) s'impose. La

seconde consiste dans le fait de donner l'âge pré-1950, une courbe de calibration est alors nécessaire.

La méthode de datation des eaux souterraines par le ^{14}C est complexe et nécessite plusieurs ajustements pour calculer les âges des eaux souterraines. Le tableau 2.4 ci-dessous résume d'autres avantages et inconvénients de la datation avec le ^{14}C .

Tableau 2.4: Avantages et inconvénients de la méthode de datation au ^{14}C (modifié de Kazemi et al. 2006)

Avantages	Inconvénients
<p>Ancienne méthode donc beaucoup de recherche faite dans cette discipline</p> <p>Les protocoles d'échantillonnage et d'analyse sont assez répandus ce qui les rend de plus en plus accessibles et pas chers</p> <p>Seule méthode pour dater les vieilles eaux tout en donnant une idée de l'âge des eaux se situant entre les eaux « jeunes » et « très vieilles »</p> <p>Les déficiences, les faiblesses et les points forts sont connus</p>	<p>Difficile de déterminer la valeur initiale correctement du aux difficultés vues précédemment.</p> <p>Plusieurs réactions modifient la concentration du ^{14}C. Difficile de cerner entièrement la problématique.</p> <p>La méthode du ^{14}C est souvent décrite comme étant une technique semi quantitative.</p> <p>Méthode d'analyse coûteuse</p>

Théoriquement, l'ensemble des corrections présentées dans ce chapitre permet d'obtenir un âge de l'eau souterraine proche de son âge réel. Par contre, d'un point de vue pratique, la prise en compte de ces corrections nécessite la réalisation de plusieurs analyses chimiques pouvant être très coûteuses. Aussi, il faut avoir une bonne connaissance des processus géochimiques qui ont eu lieu et qui ont lieu tout au long du chemin d'écoulement. On verra plus tard la méthodologie appliquée pour corriger l'âge des eaux souterraines obtenues avec la méthode du ^{14}C .

2.9 Caractérisation des aquitards

Les aquitards sont des formations géologiques caractérisées par une faible conductivité hydraulique k . Ces dépôts sont généralement épais et continus. Ils jouent un important rôle dans la protection des ressources d'eau souterraine. En effet, les aquitards restreignent l'écoulement de l'eau souterraine vers les aquifères adjacents caractérisés par une conductivité hydraulique élevée et aident à protéger ces derniers de toute forme de contamination. C'est pour ces raisons que la présence ou l'absence d'aquitards et le degré avec lequel ces derniers freinent la circulation de l'eau souterraine vers les aquifères adjacents est critique pour déterminer la susceptibilité d'un aquifère aux différents types de contaminations.

La planification et la gestion des ressources hydriques sont basées sur les modèles développés mais en prenant en compte toutes les incertitudes associées à ces derniers. Il est même préconisé dans plusieurs cas l'utilisation de modèles mathématiques pour l'évaluation des aquitards. Ces modèles sont la base de la quantification de l'écoulement de l'eau souterraine ainsi que la migration des contaminants. Les modèles mathématiques donnent ainsi une idée sur les événements futurs et sur la probabilité de contamination des aquifères. Cependant, si le modèle conceptuel est faux, biaisé ou erroné, le résultat du modèle mathématique ne sera pas fiable.

L'évaluation et l'étude du système aquifère/aquitard nécessitent le traitement des trois axes suivants USEPA (1993):

- La géologie de l'aquitard (lithologie et stratigraphie)
- Le système d'écoulement de l'eau souterraine
- La migration des contaminants

Lors de l'évaluation des aquitards et aquifères, il faut d'abord identifier les diverses hypothèses et modèles pour les conditions hydrogéologiques et cela dès le début du projet. Ensuite, et à fur et à mesure de l'avancement des travaux et de l'acquisition des premières données (au laboratoire et/ou in situ), des hypothèses sont éliminées. Si les données obtenues sont insuffisantes, alors certaines hypothèses émises devront être retenues pour élucider les incertitudes. Ensuite, il faut:

- Compiler et utiliser les données existantes provenant d'études antérieures réalisées sur le site en question (cartes, logs de forage, géologie)

- Définir un modèle conceptuel de la géologie de l'aquitard et définir la lithologie et la stratigraphie des unités géologiques composant d'une part l'aquitard et d'autre part l'aquifère.
- Mettre au point des cartes préliminaires de l'aquitard où figurent les épaisseurs et les frontières.
- Combiner le modèle conceptuel géologique avec les données hydrauliques afin de développer un modèle d'écoulement des eaux souterraines
- Déterminer l'importance locale et régionale de l'aquitard et son probable rôle dans l'écoulement souterrain. Il faudra tenir en compte l'aquifère et le système aquifère/aquitard au complet.
- Développer un modèle conceptuel de transport des contaminants étudiés. Pour cela, il faut estimer les vitesses d'écoulement à travers l'aquitard avec des simples équations (Darcy,...). Ensuite, il faut calculer et/ou estimer le temps de résidence des contaminants étudiés en se basant sur les paramètres de retard et diffusion.
- Dans les forages existants, échantillonner pour les isotopes et pour les éléments chimiques pour évaluer le transport à travers l'aquitard.
- Évaluer l'importance de la présence ou absence de chemins d'écoulements préférentiels (fissures, banc de sable, gravier) pour le transport des contaminants.
- Conduire des investigations et des essais in situ
- Préparer une mise à jour détaillée des données et des analyses effectuées en se basant sur les nouvelles données et en y incluant les corrélations stratigraphiques, l'analyse de l'épaisseur de l'aquitard et de ses propriétés hydrauliques.
- Mettre à jour et affiner le modèle d'écoulement avec les nouvelles informations
- Recueillir et analyser les échantillons d'eau pour les constituants chimiques, isotopiques et parfois biologiques
- Mettre à jour et affiner le modèle de transport de contaminants
- Construire et calibrer les modèles numériques d'écoulement souterrain à différentes échelles.
- Construire un modèle de transport de contaminant qui inclut les processus de transport et d'atténuation (retardation, dilution,...)
- Utiliser les modèles pour simuler les conditions futures, les processus et les impacts.

L'AWWA (2006) recommande l'utilisation de modèles analytiques et numériques d'écoulement souterrain et de transport de contaminants comme outils d'évaluation des données dans la plupart des évaluations d'aquitards. Cela permet d'intégrer les informations obtenues lors de l'étude de l'aquitard dans le contexte d'un système d'écoulement et d'hétérogénéités spatiales.

Aussi, elle recommande de définir les aquitards par leurs conductivités hydrauliques et non pas par leur stratigraphie ou leur lithologie. De plus, il est recommandé de mesurer les charges hydrauliques dans un aquitard à trois différentes profondeurs pour y définir le sens d'écoulement des eaux et caractériser l'aquitard. Dans toute étude d'aquitard, il est aussi suggéré de faire des analyses pour les traceurs environnementaux et notamment pour les chlorures Cl^- , l'oxygène-18 et le deutérium. Les analyses de ces constituants chimiques et isotopiques aux différentes profondeurs de l'aquitard et dans l'aquifère sous jacent aident à poser un diagnostic quant aux mouvements de l'eau et des contaminants.

Dans la littérature scientifique existante, les aquitards sont traités d'une manière simplifiée: on les présente comme étant des unités géologiques épaisses, uniformes, continues et horizontales alors que beaucoup d'études ont démontré que les aquitards sont caractérisés par une grande variabilité spatiale dans la lithologie et l'épaisseur et contiennent souvent des fractures, des macropores et autres hétérogénéités qui influencent la migration des contaminants.

Aussi, on constate que les informations les plus pertinentes dont on dispose concernant les aquitards proviennent généralement des données internes et notamment des mesures des charges hydrauliques et des échantillonnages d'eau provenant des piézomètres dans l'aquitard. Notons que la conductivité hydraulique verticale et la porosité effective de l'aquitard sont des paramètres nécessaires pour prédire le mouvement des contaminants.

Les mesures externes quant à elles, et notamment les charges hydrauliques relevées dans les aquifères avoisinant l'aquitard, ne fournissent que des preuves indirectes pour caractériser les performances de l'aquitard.

De plus, les aquitards avec plus de 10 à 15% (par masse) de particules argileuses agissent hydrogéologiquement, d'une manière similaire aux unités argileuses. Dans les aquitards argileux, les petits pores entre les particules (faible perméabilité de la matrice) limitent le mouvement des fluides à travers la couche même si les gradients hydrauliques appliqués sont importants. Dans ce type d'aquitards, l'âge de l'eau souterraine, estimé par le calcul de la vitesse d'écoulement ainsi

que par des indicateurs isotopiques, est dans l'ordre de milliers d'années. La migration des contaminants dissous est gouvernée par la diffusion moléculaire causée par les gradients de concentration des contaminants. Cette migration peut se produire dans une échelle temporelle variant entre 1000 à 10000 ans.

Enfin, les chemins d'écoulement préférentiels dans les aquitards causés par les fractures, les racines de plantes,... diminuent l'intégrité de plusieurs aquitards car la vitesse de migration à travers ces fractures est de plusieurs ordres de grandeur plus importante que dans la matrice. L'origine géologique de l'aquitard et l'histoire post-dépositionnelle sont d'importants indicateurs de l'intégrité de l'aquitard sur son épaisseur.

2.10 Études hydrogéologiques et géotechniques antérieurs du site

Des études géotechniques ont été menées sur le site de BFI-Lachenaie dans le cadre des projets d'extension du site d'enfouissement. En se basant sur la distribution des indices des vides initiaux, on distingue deux couches d'argile. Une couche dite supérieure qui s'étend de la surface à une élévation de +5m et une couche dite inférieure comprise entre l'élévation +5m et la couche de till.

Les essais d'identification menés sur ces deux couches d'argile ont permis d'obtenir les résultats suivants présentés dans le tableau 2-5.

On constate que les teneurs en eau naturelles ainsi que les limites de liquidité et de plasticité diminuent dans la couche d'argile inférieure. Cela est associé à une augmentation du poids volumique.

Les analyses sédimentométriques réalisées sur les deux couches montrent un passant de 100% à 80 μ m et une teneur en argile (<2 μ m) entre 50% et 70%.

Tableau 2.5: Propriétés mécaniques de l'argile dans le site BFI-Lachenaie (GSI, 2003)

	Couche d'argile supérieure			Couche d'argile inférieure		
	Moyenne	Minimum	Maximum	Moyenne	Minimum	Maximum
Teneur en eau, w (%)	65	54	70	56	47	60
Limite de liquidité, w_L (%)	64	52	73	57	51	60
Limite de plasticité, w_P (%)	27	24	30	28	23	30
Indice de plasticité, I_p	37	28	43	29	23	30
Indice de liquidité, I_L	1,0	0,9	1,2	1,0	0,9	1,0
Poids volumique saturé, kN/m^3	16,1	15,8	16,6	16,7	16,2	17,2

Des essais de résistance au cône suédois indiquent que la résistance est nettement supérieure dans la couche inférieure. En effet, on trouve des valeurs comprises entre 61 et 94 kPa dans la couche inférieure alors qu'elles sont comprises entre 27 et 87 kPa dans la couche supérieure. Ces argiles sont cataloguées comme étant fermes à raides. Ces argiles sont sensibles: leur sensibilité S_t varie entre 19 et 32.

Les essais de consolidation œdométrique ont permis de dire que l'argile est surconsolidée dans les deux couches. En effet, des pressions de préconsolidation variant entre 180 kPa et 250 kPa dans la couche supérieure et variant entre 245 kPa et 350 kPa dans la couche inférieure sont déterminées à partir des courbes de consolidation. Au-delà de la pression de préconsolidation, C_c est très élevé dans la couche supérieure et est compris entre 1,37 et 1,94 alors que dans la couche inférieure, il ne dépasse pas 1,05. Enfin, le rapport C_u/σ'_p est respectivement de 0,23 et 0,24 dans la couche supérieure et inférieure de l'argile.

2.10.1 Conductivités hydrauliques du till et de l'argile

Afin de déterminer la conductivité hydraulique du till et de l'argile, des essais de perméabilité ont été réalisés in situ et au laboratoire sur des cellules triaxiales et œdométriques.

Tableau 2.6: Conductivité hydraulique in situ dans le till et l'argile (d'après GSI, 2001)

Argile		Till	
Forage	k (cm/s)	Forage	k (cm/s)
A-1	6,30E-07	F 00-1	
A-2	8,80E-07	F 00-2	1,30E-06
A-3	2,50E-07	F 00-3	
A-4	2,10E-07	F 00-4	3,30E-06
A-5	1,00E-07	F 00-5	2,70E-06
A-6	7,10E-08	F 00-6	1,20E-06
A-7	6,70E-08	F 00-7	2,80E-06
A-8	1,20E-07	F 00-8	2,20E-06
A-9	8,40E-08	F 00-9	2,40E-06
A-10	1,40E-07	F 00-10	3,10E-06
A-11	1,60E-07	F 00-11	2,70E-06
A-12	7,00E-08	F 00-13	2,20E-06
A-13	1,50E-07	Max.	3,30E-06
A-14	3,70E-07	Min.	1,20E-06
A-15	1,50E-07	Moy.	2,39E-06
Max.	8,80E-07		
Min.	6,70E-08		
Moy.	2,30E-07		

On constate que dans l'argile, la conductivité hydraulique moyenne est de $2,30 \cdot 10^{-7}$ cm/s avec une valeur maximale de $8,80 \cdot 10^{-7}$ cm/s et une valeur minimale de $6,70 \cdot 10^{-8}$ cm/s. Les essais de perméabilité au laboratoire sur des échantillons d'argile intacte montrent qu'on obtient des résultats semblables avec les cellules triaxiales.

Dans le till, les essais in situ montrent que la conductivité hydraulique moyenne est $2,39 \cdot 10^{-6}$ cm/s. Avec un maximum de $3,3 \cdot 10^{-6}$ cm/s et un minimum de $1,3 \cdot 10^{-6}$ cm/s, la conductivité hydraulique de la strate de till est trop faible pour que le till soit considéré comme un aquifère.

2.10.2 Eaux interstitielles de l'argile et du till

Dans le cadre de l'étude réalisée par la firme GSI (2003), des échantillons d'eau prélevés dans la nappe de till ainsi que des échantillons d'eau interstitielle d'argile ont été analysés. L'analyse de l'eau dans le till révèle la présence d'eaux dures et impropres à la consommation vu la teneur très élevée des ions chlorures et sodium. Aussi, on note l'importante conductivité électrique de l'eau

vu la présence de sels dissous et enfin, on constate la présence significative d'azote ammoniacal, de baryum et de fer.

En ce qui concerne l'eau interstitielle de l'argile, on remarque un accroissement régulier de son contenu en chlorures et en sodium (salinité) avec la profondeur. La tendance à l'accroissement de la concentration des chlorures peut être extrapolée aux valeurs des chlorures des eaux souterraines dans le roc. Enfin, la concentration des autres ions métalliques n'est pas élevée dans l'eau interstitielle.

2.11 Migration des ions: Théorie

Le transport de l'eau souterraine et des contaminants n'est pas seulement régit par les lois d'écoulement comme la Loi de Darcy mais plusieurs processus et phénomènes interviennent dans la migration des contaminants à travers un milieu poreux. Plusieurs publications ont traité du transport par advection dans l'écoulement dans les aquifères. Par contre, dans les aquitards, la diffusion moléculaire est un processus qui influence fortement la migration des contaminants et on la retrouve souvent comme le processus de transport dominant surtout quand le milieu est une argile non-fracturée où la vitesse d'écoulement de l'eau est très faible. La loi de Fick pour la diffusion a alors été utilisée pour la migration des contaminants.

Tout au long de ce chapitre, on traitera des processus de migration des contaminants en présentant la théorie, les mathématiques qui régissent cette migration et on présentera les résultats des études réalisées sur des argiles en général et sur les argiles de la mer Champlain en particulier.

2.11.1 Le processus de transport par advection

L'advection est le mouvement des contaminants dissouts avec l'eau souterraine. C'est la composante du mouvement d'un soluté ou d'un corps dissout lorsque ce dernier est véhiculé par des eaux souterraines (Freeze et Cherry, 1979). Le contaminant est donc transporté à travers les pores sous l'effet d'un gradient hydraulique.

La quantité de soluté transporté par advection est calculée en fonction de sa concentration dans l'eau souterraine et la quantité d'eau qui s'écoule. Cette quantité est égale à la vitesse linéaire moyenne multipliée par la porosité effective n_e du sol. Cela suppose que le transport de masse

n'influence pas l'écoulement de l'eau souterraine. Dans le cas contraire, et lorsque la densité du contaminant est largement différente de celle de l'eau, l'écoulement de l'eau et du contaminant sont alors différents. Dans la plupart des cas, et en l'absence d'autres processus, on estime que l'eau souterraine et les solutés se déplacent à la même vitesse et dans la même direction.

Corey et al. (1963) et Krupps et al. (1972) ont étudié un autre phénomène qui explique pourquoi les vitesses d'écoulement de l'eau souterraine et des solutés sont différentes. Les ions négatifs peuvent se déplacer plus rapidement que l'eau souterraine qui les transporte. En effet, les charges électriques causées par la présence des minéraux des argiles peuvent forcer les anions à rester au centre des pores où la vitesse microscopique est maximale. D'autres raisons peuvent provoquer la diminution de la vitesse des solutés, on citera notamment le phénomène de retardation qui sera développé plus tard.

Dans la plupart des sols grossièrement ou moyennement grenus tels que les sables et graviers, l'advection est le principal mécanisme de migration des contaminants. Plusieurs paramètres interviennent quand on calcule la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine (taux d'infiltration par advection) et notamment la conductivité hydraulique K du sol, le gradient hydraulique i et la porosité effective n_e du milieu poreux. Le gradient hydraulique i est défini comme étant la variation de la charge hydraulique Δh par rapport à une distance Δl dans le sens de l'écoulement.

La vitesse d'un écoulement par advection est connue sous le nom de la Loi de Darcy :

$$v = -\frac{K \cdot i}{n_e} = -\frac{K}{n_e} \frac{\partial h}{\partial l} \quad (1.20)$$

Comme le démontre l'équation ci-dessus, la vitesse d'écoulement par advection augmente quand la porosité effective du sol diminue. Ce constat est important dans le cas du roc fracturé où la porosité effective peut être différente de plusieurs ordres de grandeur. (Domenico et Schwartz, 1997)

La vitesse d'écoulement ainsi définie va permettre de déterminer le flux de masse F_x causé par l'advection, dans le sens de l'écoulement. Cette quantité est le produit de la quantité de l'eau souterraine multipliée par la concentration des solides dissouts C :

$$F_x = v \cdot n_e \cdot C \quad (1.21)$$

L'équation de transport par advection en 1-D s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1.22)$$

Il est à noter que quand l'eau souterraine traverse des strates de natures géologiques différentes, l'advection va transporter les solutés à de différentes vitesses dans les différentes couches. Il en résulte un mélange d'eau contenant des contaminants provenant des différentes strates et de l'eau non contaminée où la vitesse moyenne est plus faible. La concentration totale de la solution est alors inférieure à celle de la source.

Notons que la source de contamination peut être continue ou ponctuelle. Dans les deux cas, et comme il apparaît dans la figure ci-dessous, on constate que lors de l'écoulement, la contamination ne dépasse pas les limites du tube de courant.

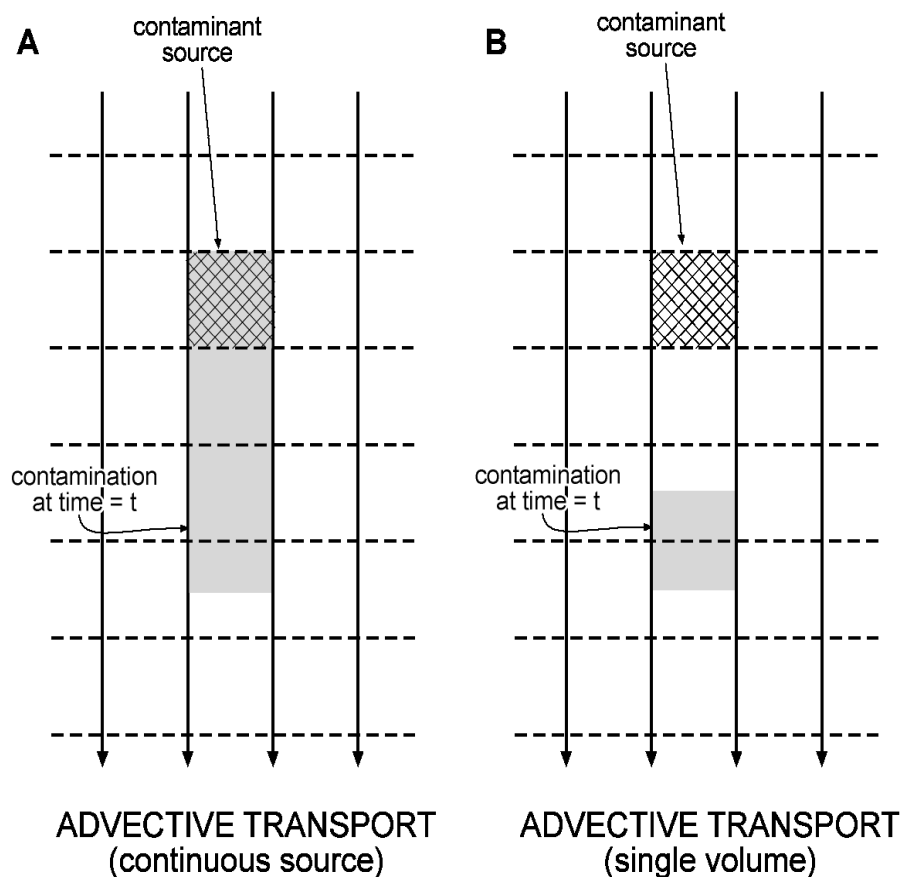


Figure 2.15: Transport par advection d'un contaminant

(extrait de : www.geo.utexas.edu/courses/391/ppt/Water%20Quality.ppt)

2.11.2 Le processus de transport par dispersion

La dispersion étale la masse du contaminant au delà de la région qu'elle occuperait si seulement l'advection se produisait. Il se crée alors une zone de mélange entre le fluide ``déplaçant`` et le fluide ``déplacé``. La dispersion est un phénomène qui se produit toujours lors de transport de contaminants et en résulte une diminution de la concentration du contaminant dissous.

Dans la figure 2.16 ci-dessous, la dispersion d'un contaminant est illustrée dans le cas d'une source de contamination ponctuelle et d'une source de contamination continue. Dans les deux cas, on constate que la contamination s'étale au-delà d'un tube de courant contrairement à la figure 2.15 qui illustre un cas de transport d'un contaminant sous l'effet d'advection seulement et où la contamination ne dépasse pas les limites d'un tube d'écoulement.

La dispersion se produit dans un milieu poreux et est l'association de deux processus : La diffusion et le mélange causé par les variations de vitesse. Ce dernier est nommé dispersion mécanique.

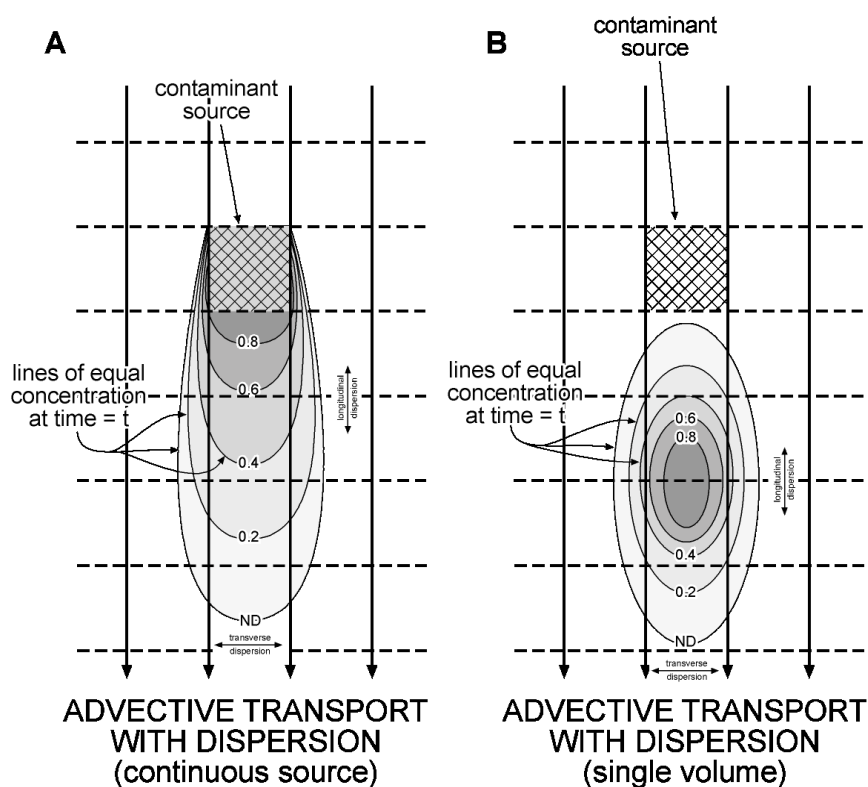


Figure 2.16: Transport par advection et dispersion du contaminant

(extrait de : www.geo.utexas.edu/courses/391/ppt/Water%20Quality.ppt)

2.11.2.1 Dispersion mécanique

Comme expliqué précédemment, l'eau souterraine coule à des vitesses supérieures et/ou inférieures à la vitesse linéaire moyenne. A une échelle macroscopique, on a trois raisons pour expliquer ce phénomène (Bear 1979): Premièrement, comme les fluides s'écoulent à travers les pores, ils vont se déplacer plus rapidement au centre de ces derniers. Dans un second lieu, certaines particules des fluides vont voyager plus longuement à travers des chemins d'écoulement plus tortueux comparativement à ceux plus en ligne droite. Enfin, certains pores sont plus larges que d'autres, le fluide qui s'y écoulera sera plus rapide que les autres.

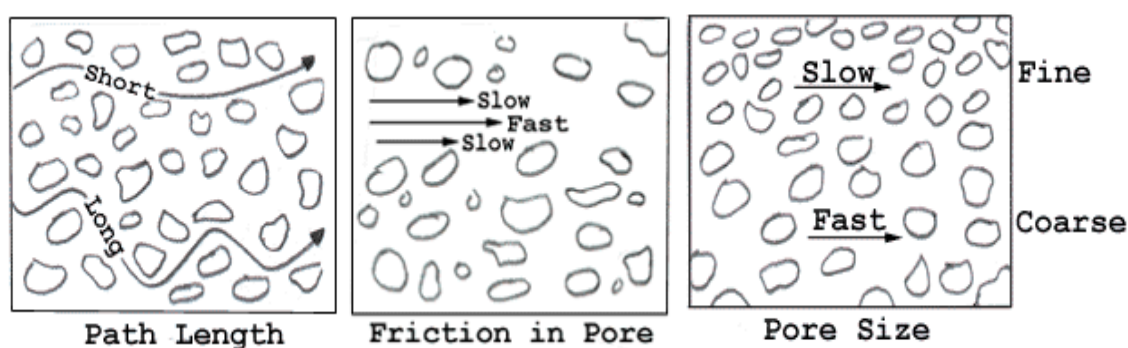


Figure 2.17: écoulement de l'eau dans un media poreux (extrait de :

<http://www.cee.vt.edu/ewr/environmental/teach/gwprimer/disperse/disperse.html>)

La dispersion mécanique est un processus microscopique qui se caractérise par un brassage causé par des variations locales de vitesse par rapport à la vitesse moyenne d'écoulement. La masse qui occupe certains pores et volumes devient graduellement plus dispersée car différentes fractions de masse sont transportées dans un régime de vitesse variable. Cette variabilité est causée par plusieurs facteurs et imperfections et notamment par l'hétérogénéité microscopique du sol (géométrie et volumes des pores), son hétérogénéité macroscopique (caractéristiques de stratification et de perméabilité) et son hétérogénéité mégascopique causée dans la plupart des cas par la géométrie du réservoir (Domenico et Schwartz, 1997).

La dispersion mécanique se produit dans le sens de l'écoulement de l'eau souterraine (dispersion longitudinale) et dans le sens perpendiculaire à l'écoulement (dispersion transversale). La dispersion permet à quelques particules du soluté d'avancer plus rapidement que la

contamination, en créant ainsi un nuage autour de la portion principale du panache où la concentration est moins importante.

Pour quantifier la dispersion mécanique, un paramètre nommé dispersivité dynamique ou dispersivité, α , est introduit. Ainsi, les dispersions longitudinale et transversale sont calculées comme suit :

$$D_L = \alpha_L \cdot v \text{ et } D_T = \alpha_T \cdot v \quad (1.23)$$

Avec D_L , D_T , α_L , α_T et v respectivement sont la dispersion mécanique longitudinale, dispersion mécanique transversale, dispersivité longitudinale, dispersivité transversale et vitesse d'écoulement linéaire. La dispersivité a par ailleurs l'unité de la longueur [L].

Dans la littérature, il y a un consensus pour que la dispersivité transversale soit 10 fois inférieure à la dispersivité longitudinale et la dispersivité verticale 1 ou 2 ordres de grandeurs plus petite que la dispersivité longitudinale.

Dans la majorité des études conduites, il a été démontré que la dispersion dépend de la distance parcourue par le soluté pendant son écoulement (Weidemeier et al., 1998; Aziz et al., 2000). Plus le panache est long, plus grande est la valeur de dispersivité longitudinale. Même si la nature des facteurs influençant la dispersivité ne sont pas tous connus, il est clair que l'échelle spatiale et la durée de l'écoulement jouent un rôle prépondérant quant aux variations de la valeur de la dispersivité.

2.11.2.2 La diffusion moléculaire

La diffusion est un processus qui se produit à une échelle microscopique, et qui cause un mouvement de solutés dans l'eau suivant un gradient de concentrations. Quelle que soit la vitesse d'écoulement due à l'advection, le soluté va diffuser tant qu'il y aura un gradient de concentrations. Ce processus de diffusion est un mélange causé par un mouvement moléculaire aléatoire provoqué par l'énergie cinétique thermique du soluté.

Notons que la diffusion ne joue pas un important rôle dans le transport advective-dispersive des contaminants dissouts dans l'eau souterraine quand ces derniers se déplacent librement à travers la porosité effective d'un aquifère. C'est lorsque la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine

devient très petite (dans des aquitards non-fracturé par exemple), à cause de la faible porosité du milieu, que la diffusion peut devenir un important processus de transport de contaminants.

Le taux de diffusion pour les différentes espèces chimiques va dépendre du gradient de concentrations et du coefficient de diffusion. Ce dernier est propre à chaque espèce. Le coefficient de diffusion pour les électrolytes, et notamment pour les ions majeurs présents dans l'eau souterraine varie généralement entre 1.10^{-9} m²/s et 2.10^{-9} m²/s à 25°C (Freeze et Cherry, 1979). Les coefficients de diffusion varient en fonction de la température de l'eau. Aussi, dans les milieux poreux, le coefficient de diffusion est moins important que dans les solutions pures : cela est essentiellement dû au fait que dans les milieux poreux, la collision avec les solides du milieu gêne et entrave la diffusion.

Comme il existe une relation linéaire qui relie la vitesse d'écoulement dans un milieu poreux au gradient hydraulique (Loi de Darcy), on trouve aussi le même type de relation qui relie le flux de masse chimique au gradient de concentration. Cette loi est nommée Loi de Fick et est valable pour les systèmes aqueux non-poreux. Elle s'écrit sous la forme :

$$F = -D_d \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1.24)$$

où F est le flux de masse en unité de surface par unité de temps [moles/L²T], D_d, le coefficient de diffusion [L²/T] et C, la concentration du soluté [moles/L³].

Pour les systèmes où la concentration varie en fonction du temps, on applique la deuxième Loi de Fick :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_d \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (1.25)$$

La solution de cette équation, pour un soluté se déplaçant par diffusion seulement et selon l'axe des x, est connue comme l'équation de Cranck (Freeze et Cherry, 1979) :

$$C_i(x, t) = C_0 \cdot \operatorname{erfcf}\left(\frac{x}{2 \cdot \sqrt{D_e \cdot t}}\right) \quad (1.26)$$

C_0 étant la concentration initiale du soluté et ercf la fonction d'erreur complémentaire. S'il y a sorption du contaminant, on tient compte du coefficient de retardation R. La deuxième Loi de Fick devient alors :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D_d}{R} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (1.27)$$

Dans les milieux poreux, Whitaker (1967) développa une relation qui prend en compte certaines propriétés du milieu qui ont une influence directe sur le flux de masse. La nouvelle relation s'écrit sous la forme :

$$F = -D_d \left[grad(Cn) + \frac{\tau}{V} \right] \quad (1.28)$$

n représente la porosité du milieu poreux, τ le vecteur de tortuosité et V le volume moyen.

A partir de cette équation, la Loi de Fick pour la diffusion dans des sédiments a été développée :

$$F = -D_d^* \cdot n \cdot grad(C) \quad (1.29)$$

D_d^* est le coefficient de diffusion qui tient en compte de la tortuosité du milieu poreux (Bulk diffusion coefficient).

L'équation ci-dessus peut aussi être réécrite sous la forme de :

$$F = -D_d^{\dot{}} \cdot grad(C) \quad (1.30)$$

$$D_d^{\dot{}} = n \cdot D_d^* \quad (1.31)$$

où $D_d^{\dot{}}$ est un coefficient de diffusion effective

Domenico (1977) proposa une relation empirique qui relie le coefficient de diffusion effective $D_d^{\dot{}}$ pour le fluide dans un milieu poreux au coefficient D_d dans un liquide.

$$D_d^{\dot{}} = D^* D_d \quad (1.32)$$

D^* étant une constante inférieure à 1 pour tenir compte de la structure du milieu poreux et qui prend en considération la porosité et la tortuosité.

D'autres relations existent et qui relient le coefficient de diffusion effective D_d^* pour le fluide dans un milieu poreux au coefficient D_d dans un liquide. On cite notamment Greenkorn (1983) qui proposa la relation :

$$D_d^* = u.n.D_d \quad (1.33)$$

ou u est une constante inférieure à 1.

Greenkorn et Kessler (1972) ont proposé une relation qui prend aussi en compte la tortuosité τ et la porosité n . Notons que la tortuosité τ est définie comme étant le rapport de la longueur du chemin d'écoulement L_e par rapport à la longueur de l'échantillon du milieu poreux L . Ce rapport L_e/L est toujours supérieur à 1.

$$D_d^* = \frac{n}{\tau} D_d \quad (1.34)$$

Dans le tableau 2-7 ci-dessous, quelques valeurs du coefficient de diffusion d'anions et cations sont présentées. Notons que ces valeurs varient entre 5.10^{-6} et $20.10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ dans tous les ions à l'exception de H^+ et OH^- . Aussi, plus la charge de l'ion est grande, moins grande sera la valeur du coefficient de diffusion.

Tableau 2.7: Quelques valeurs du coefficient de diffusion pour des anions et cations

Cation	D_d ($10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$)	Anion	D_d ($10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$)
H^+	93.1	OH^-	52.7
Na^+	13.3	F^-	14.6
K^+	19.6	Cl^-	20.3
Mg^{2+}	7.05	HCO_3^-	11.8
Ca^{2+}	7.93	SO_4^{2-}	10.7

Adapté de Li et Gregory (1974)

2.11.2.3 Dispersion hydrodynamique

Les deux processus définis et décrits précédemment (Diffusion et dispersion mécanique) ne peuvent être dissociés pendant un écoulement souterrain. Combinés ensemble, ils forment le

coefficient de dispersion hydrodynamique D . Ce dernier se compose d'une composante dans la direction de l'écoulement D_L et une composante dans le sens transversal à l'écoulement D_T .

$$D_L = \alpha_L \cdot v_i + D^* \quad (1.35)$$

$$D_T = \alpha_T \cdot v_i + D^* \quad (1.36)$$

ou D_L , D_T , α_L , α_T et v sont respectivement la dispersion mécanique longitudinale, dispersion mécanique transversale, dispersivité longitudinale, dispersivité transversale et vitesse d'écoulement linéaire.

Pour ce qui est de la masse du soluté transportée, cette dernière se compose de deux composantes : la première est causée par l'advection et la seconde est due à la dispersion.

$$F_{advection} = v_i \cdot n_e \cdot C \cdot dA \quad (1.37)$$

$$F_{dispersion} = D_i \cdot n_e \cdot \frac{\partial C}{\partial i} \cdot dA \quad (1.38)$$

i est la direction de l'écoulement et dA est l'élément de surface perpendiculaire à l'écoulement.

La masse totale du soluté transportée par unité de surface dans la direction i , est la somme de la masse transportée par advection et celle transportée par dispersion

$$F = v_i \cdot n_e \cdot C - D_i \cdot n_e \cdot \frac{\partial C}{\partial i} \quad (1.39)$$

Enfin, on peut dériver une équation d'advection-dispersion. C'est dans cet objectif que ce sont orientées les recherches de Freeze et Cherry (1979), Bear (1972) et Ogata (1970). On suppose que le milieu est homogène, isotropique et saturé. Aussi, on considère que la loi de Darcy est valide.

Donc, à partir de la loi de la conservation de masse, on déduit l'équation suivante :

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (1.40)$$

2.11.2.4 Diffusion versus dispersion

Le mouvement de l'eau souterraine et son écoulement dans les milieux poreux dépendent donc de la conjugaison de deux processus : La diffusion moléculaire et la dispersion mécanique. Dans la majorité des cas, la diffusion moléculaire est négligeable devant la valeur de la dispersion mécanique. Mais, il existe toutefois des cas où les deux processus interviennent.

Il est donc possible d'évaluer la contribution de chaque processus dans le mouvement d'un soluté dans un milieu poreux. Le nombre de Péclet (Pe) est un nombre sans dimension. En transfert massique, Il représente le rapport entre le transfert par convection et le transfert par diffusion pour les transferts massiques. Le nombre de Péclet s'écrit ainsi sous deux formes :

$$Pe = \frac{v_x \cdot d}{D_d} \quad (1.41)$$

$$Pe = \frac{v_x \cdot L}{D_L} \quad (1.42)$$

où v_x est la vitesse d'advection, d et L sont des caractéristiques de la distance d'écoulement, D_d est le coefficient de diffusion moléculaire et D_L est le coefficient de dispersion hydrodynamique longitudinal.

Dans les essais de colonnes réalisés dans le cadre d'études au laboratoire, on définit un nombre de Péclet P , qui définit le ratio du transport par advection par rapport au transport par diffusion.

$$P = \frac{v_x \cdot d}{D_d} \quad (1.43)$$

où d est le diamètre moyen des particules.

Les graphes ci-dessous montrent la variation des deux rapports $\frac{D_L}{D_d}$ et $\frac{D_T}{D_d}$ en fonction du nombre de Péclet P . Les résultats présentés dans ces graphes proviennent de plusieurs essais de colonnes, de traceurs et de plusieurs essais de laboratoire.

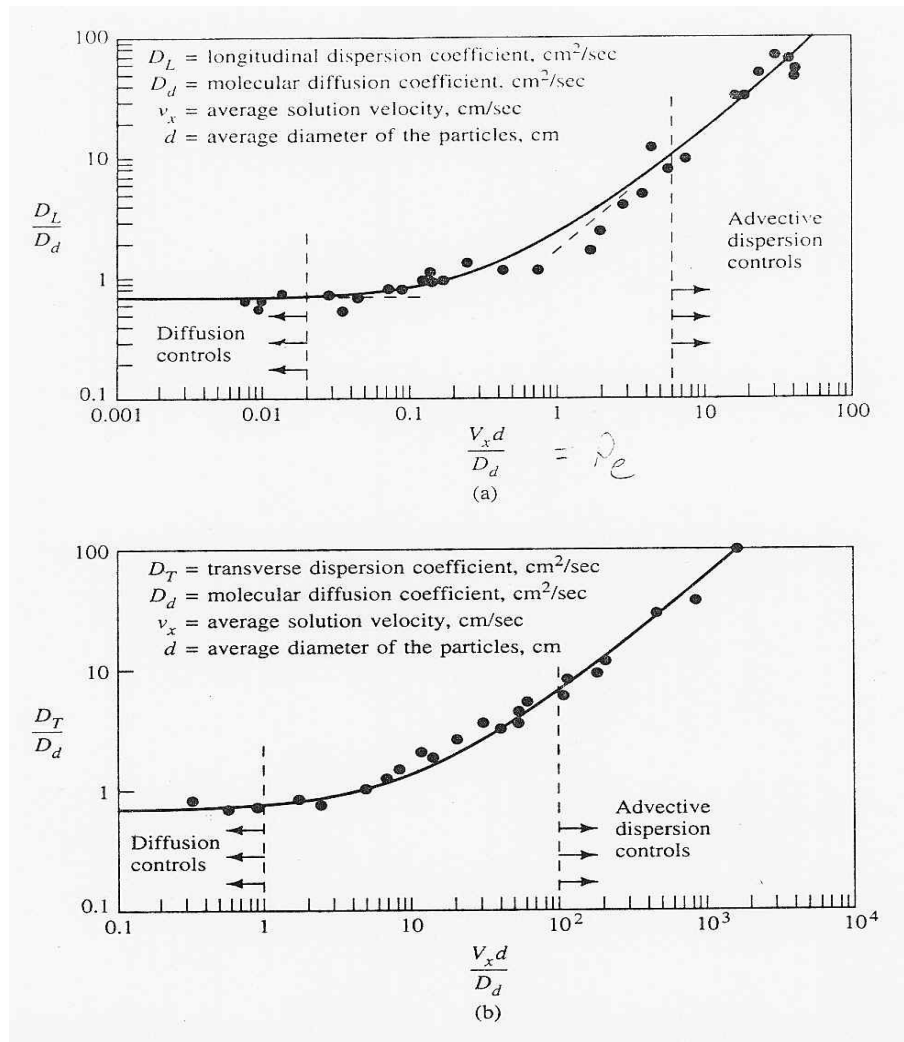


Figure 2.18: Ratio D_L/D_d et D_T/D_d par rapport au nombre de Péclet (Fetter 1999)

D'après ces graphiques, il apparaît qu'il y a des zones où la diffusion est dominante alors que la dispersion est négligeable, dans d'autres zones, c'est le contraire qui se produit alors qu'entre ces deux zones, les deux processus se produisent. Ces trois zones sont caractérisés par (Fetter, 1999) :

- Diffusion seulement : Pour $\frac{D_L}{D_d}$ versus Pe , $Pe < 0.02$ et pour $\frac{D_T}{D_d}$ versus Pe , $Pe < 1$
- Advection seulement : Pour $\frac{D_L}{D_d}$ versus Pe , $Pe > 6$ et pour $\frac{D_T}{D_d}$ versus Pe , $Pe > 100$
- Diffusion et advection : Pour $\frac{D_L}{D_d}$ versus Pe , $0.02 < Pe < 6$ et pour $\frac{D_T}{D_d}$ versus Pe , $1 < Pe < 100$

Pour Pfannkuch (1962), la variation de $\frac{D_L}{D_d}$ versus Pe permet de déterminer quatre classes :

- Classe 1 ($Pe < 0.01$) : $\frac{D_L}{D_d}$ ne varie pas en fonction de Pe ce qui indique que la diffusion est le processus dominant de transport.
- Classe 2 ($0.1 < Pe < 4$) : Les deux processus (diffusion et dispersion mécanique) interviennent. $\frac{D_L}{D_d}$ augmente en fonction de Pe.
- Classe 3 ($4 < Pe < 10^4$) : On constate une augmentation de la vitesse, la dispersion mécanique domine. D_L est proportionnel à la vitesse $v^{1.2}$ (Greenkorn, 1983). Lorsque la vitesse augmente, D_L est proportionnel à la vitesse v^2 .
- Classe 4 ($10^4 < Pe < 10^6$) : La diffusion moléculaire est négligée. D_L est proportionnel à la vitesse v .

Enfin, le processus de brassage transversal est identique au brassage longitudinal. Toutefois, la dispersion longitudinale est supérieure à la dispersion transversale à un Pe donné.

Notons aussi, que la diffusion moléculaire a une plus grande influence sur le transport des solutés dans les aquitards que dans les aquifères où l'advection domine (Gillham et Cherry 1982). Aussi, la distribution des constituants naturels dissous et des isotopes de l'eau (Hendry et Wassenaar 1999) et des contaminants dans les aquitards (Parker, Cherry et Chapman 2004) résultent, et cela à cause de la faible conductivité hydraulique des argiles intactes, de la diffusion à long terme avec une petite ou une absence de l'influence par l'écoulement souterrain. Enfin, il faudrait aussi prendre en considération d'autres facteurs qui influencent le transport des contaminants. En effet, et comme énoncé par Back (1985) et McMahon (2001), les aquitards peuvent être une source des minéraux réactifs et des ions échangeables et peuvent aussi constituer des zones pour les réactions biogéochimiques

2.11.2.5 Retardation et atténuation des solutés

L'eau qui s'écoule dans un système aquifère ou aquitard est souvent accompagnée de contaminants et de polluants. Lorsqu'il y a un transport à travers un milieu poreux, la concentration des contaminants a tendance à être atténuée et réduite dans le temps et l'espace. Parmi les processus qui contribuent au ralentissement de la contamination, on cite la filtration, la

décomposition microbologique, les processus chimiques et la sorption (adsorption et absorption) (figure 2.19)

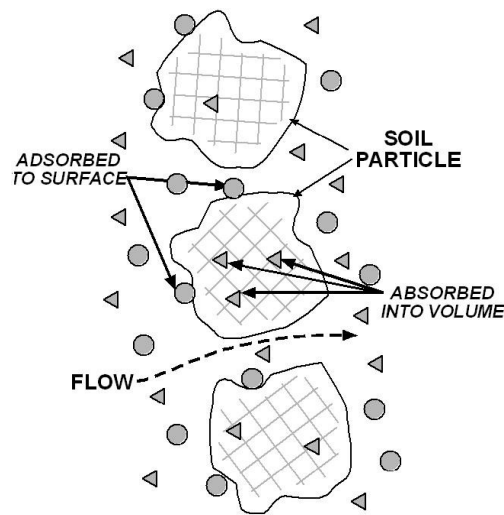


Figure 2.19 : Illustration du processus de sorption

(extrait de : www.geo.utexas.edu/courses/391/ppt/Water%20Quality.ppt)

Dans le cas d'un transport de masse accompagné d'une sorption linéaire, l'équation de transport s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D_x}{R_f} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{v_x}{R_f} \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1.44)$$

$$R_f = 1 + \frac{(1 - n)}{n} \rho_s K_d \quad (1.45)$$

La sorption a pour effet de réduire les valeurs de D et v. La solution de l'équation ci-dessus est :

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfcf} \left[\frac{(R_x x - v_w t)}{2(\alpha_x v_w t R_f)^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (1.46)$$

v_w étant la vitesse d'écoulement de l'eau.

La différence entre l'écoulement d'une espèce non retardée et d'une espèce retardée s'explique par le fait que la vitesse du contaminant devient inférieure à celle de l'eau souterraine dans le cas

d'une espèce retardée. La vitesse de l'eau v_x et celle du contaminant v_c sont mathématiquement reliées par la relation suivante (équation de retardation) :

$$v_c = \frac{v_w}{R_f} = \frac{v_w}{1 + \rho_s K_d \frac{(1-n)}{n}} \quad (1.47)$$

Cette équation permet de prédire la position du front de contamination à la suite d'un transport par advection accompagné d'une sorption décrite par une isotherme linéaire simple.

Dans le cas d'un transport de masse où une réaction de premier ordre se produit, l'équation de transport devient :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} - \lambda C \quad (1.48)$$

La solution de cette équation est :

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \exp \left\{ \left(\frac{x}{2\alpha_x} \right) \left[1 - \left(1 + \frac{4\lambda\alpha_x}{v} \right)^{\frac{1}{2}} \right] \right\} \operatorname{erfcf} \left[\frac{x - vt \left(1 + \frac{4\lambda\alpha_x}{v} \right)^{\frac{1}{2}}}{2(\alpha_x vt)^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (1.49)$$

Dans Desaulniers et al. (1981), l'équation d'advection-dispersion de Bear (1972) est utilisée pour le transport de solutés dans un milieu poreux et saturé.

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (1.50)$$

Où D est le coefficient de dispersion et V est la vitesse moyenne d'écoulement.

Le coefficient de dispersion peut être écrit sous la forme :

$$D = D_e + D_m \quad (1.51)$$

Où D_e et D_m sont les coefficients de dispersion moléculaire et mécanique.

Le coefficient de dispersion mécanique est proportionnel à la vitesse moyenne de l'eau, la constante de proportionnalité étant la dispersivité α .

Dans les argiles non fracturées, la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine sont très petites, dans l'ordre de grandeur de 10^{-10} - 10^{-11} m/s. Cela permet alors de considérer que la diffusion moléculaire est le processus de transport dominant et le coefficient de dispersion peut être réécrit $D=D_e$

Selon Lerman (1978), le coefficient de diffusion moléculaire effective peut être dérivé à partir du coefficient de diffusion moléculaire d'un isotope ou d'un ion dans l'eau D_w . Ainsi, ce coefficient a été corrigé pour l'effet de la tortuosité dans un matériau granulaire.

$$D_e = n^2 \cdot D_w \quad (1.52)$$

Où n est la porosité du média.

Pour les sols avec des porosités de 0.25 et 0.5, Dutt et Low (1952) et Wong (1952) obtiennent un D_e variant entre $6,3 \cdot 10^{-7}$ et $5 \cdot 10^{-6}$ cm^2/s pour le Cl^- . Goodall et Quigley (1977) estiment le coefficient de diffusion apparent pour Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ dans les argiles de Sarnia varie entre $1,9 \cdot 10^{-6}$ et $2,2 \cdot 10^{-6}$ cm^2/s . Pour les pates d'argile, Dutt et Low (1961) donnent des valeurs de D_e pour la diffusion de $^2\text{H}_2\text{O}$ et NaCl à 25°C variant entre $3,7 \cdot 10^{-6}$ et $4,2 \cdot 10^{-6}$ cm^2/s .

Dans Desaulniers (1987), des essais de laboratoire conduits sur des argiles intactes de Varennes et d'Ontario indiquent que pour des vitesses d'écoulement inférieures à 10 cm/an, le coefficient de dispersion dans les argiles non fissurées pour les traceurs ^3H et $^{36}\text{Cl}^-$ sont $6 \cdot 10^{-6}$ et $5,8 \cdot 10^{-6}$ cm^2/s . Des valeurs de D_e assez proches que celles trouvées par les précédents auteurs sont utilisées par Hendry et al. (2004) lors de l'étude d'un aquitard dans la région de Saskatoon. En effet, des valeurs de D_e variant entre $1 \cdot 10^{-6}$ et $3 \cdot 10^{-6}$ cm^2/s sont utilisées dans la modélisation du transport de $\delta^{18}\text{O}$ dans les aquitards. Ces valeurs sont aussi utilisées dans le transport de $\delta^2\text{H}$. Sur le site de King (Saskatoon), des études ont permis d'obtenir un D_e de $1,7 \cdot 10^{-6}$ cm^2/s pour le transport de $\delta^2\text{H}$ dans le till.

Des essais de laboratoire ont été conduits sur des échantillons d'argile de 50 mm pour déterminer les paramètres de lessivage et de diffusion dans les argiles Champlain. Des essais de lessivage et de diffusion pure ont été réalisés sur des argiles de la mer Champlain à deux sites différents. On retrouve dans la série d'essais conduits par Montgrain (1997) des argiles provenant de Ste Adelphe et Ste Hyacinthe.

Comme il apparait dans la figure ci-dessous, le programme expérimental a été conduit en deux étapes : Une première étape a consisté à caractériser les argiles étudiées puis dans un deuxième lieu, les essais de diffusion pure et de lessivage ont été effectués.

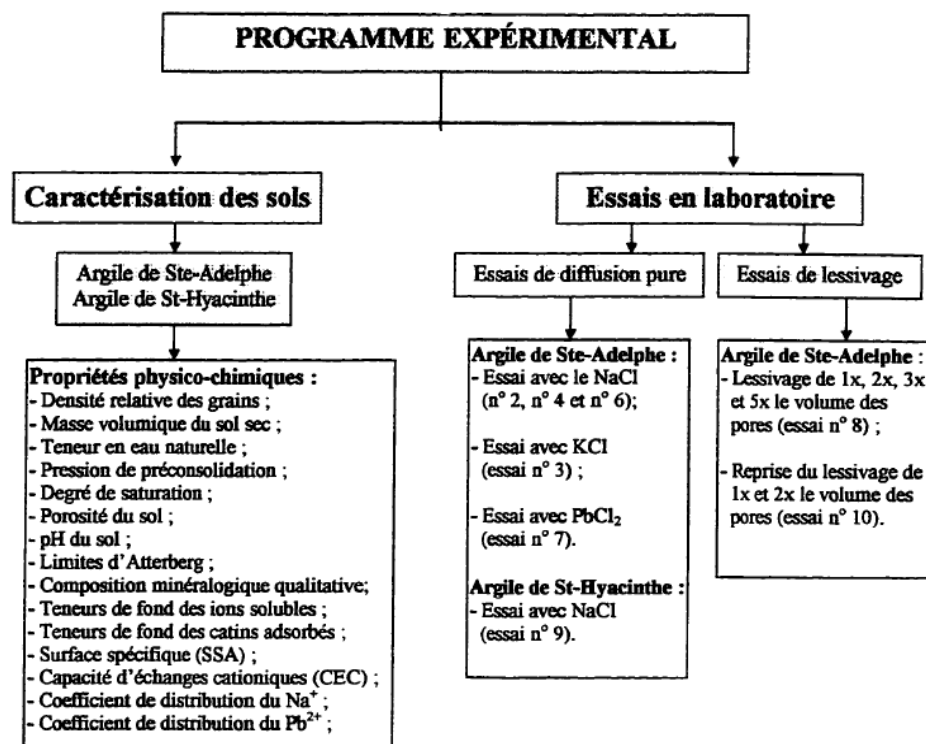


Figure 2.20 : Programme expérimental suivi pour la caractérisation d'argiles ainsi que les essais de laboratoire (Montgrain, 1997)

A partir de la méthodologie mise au point par Montgrain (1997) et du logiciel Pollute v6, il a été possible de déterminer les coefficients de diffusion effectif et de distribution des deux composés inorganiques Na^+ et Cl^- .

Tableau 2.8: Coefficients de diffusion effectifs, apparents et de distribution de Cl^- et du Na^+ obtenus de trois essais de diffusion au NaCl sur une argile de Champlain (Ste-Adelphe)

Essai	D_{Cl^-} eau des pores (cm^2/jour)	D_{Cl^-} Rés. source (cm^2/jour)	D_{Na^+} eau des pores (cm^2/jour)	D_{Na^+} Rés. source (cm^2/jour)	$K_{d\text{Na}^+}$ (cm^3/g)	D_{Cl^-} apparent (cm^2/jour)	D_{Na^+} apparent (cm^2/jour)
2	1	1	1.2	1.2	0.89	1	0.51
4	1	0.9	1.2	1.2	0.89	0.95	0.51
6	1	1	1.2	1.2	0.89	1.0	0.51

La détermination des coefficients de diffusion et de distribution à partir d'essais de lessivage permet d'obtenir des résultats similaires aux essais de diffusion pure. Aussi, d'identiques résultats sont obtenus pour le lessivage de 1 fois, 2 fois, 3 fois et 5 fois le volume des pores.

Aussi, en remplaçant la solution de NaCl par une solution de KCl, on constate que le coefficient de diffusion de Cl^- n'est pas affecté. Par contre, on obtient un K_d (coefficients de distribution solide/liquide) pour le plomb de $31.9 \text{ cm}^3/\text{g}$, ce qui montre l'importante capacité d'atténuation que présente cette argile pour le plomb.

Garga et O'Shaughnessy (1994) ont caractérisé la migration des contaminants dans les argiles de la mer Champlain et ont évalués, par des essais au laboratoire, les principaux paramètres (coefficients de diffusion effectif et facteur de retardation) qui interviennent dans le processus de transport. En plus de ces deux paramètres, on peut aussi citer les réactions géochimiques comme l'adsorption, la précipitation et la désorption. Ces derniers dépendent de plusieurs facteurs et notamment de la minéralogie de l'argile, de la composition chimique de l'eau des pores et de facteurs biologiques.

L'objectif de l'étude est d'évaluer expérimentalement les coefficients de diffusion effective D_e et le facteur de retardation dans une argile de la mer Champlain en Ontario. Deux expériences différentes de diffusion en laboratoire ont été effectuées sur cinq échantillons d'argile Champlain non fracturée. Un des essais a consisté à mettre en contact une solution contenant un seul sel (NaCl) avec un échantillon non remanié et complètement saturé d'argile, permettant ainsi la migration chimique vers le bas par diffusion seulement. Le deuxième essai a consisté à mettre en contact de l'eau déionisée avec un échantillon non remanié saturé, permettant ainsi la migration chimique vers le haut par diffusion seulement. A la fin de l'essai, les échantillons de sol ont été découpés pour déterminer les concentrations dans l'eau interstitielle et les quantités adsorbées en fonction de la profondeur. Des coefficients de diffusion et des facteurs de retard ont été déterminés à partir des courbes obtenues

Les coefficients de diffusion effective pour les espèces chimiques Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et Cl^- sont déterminés au laboratoire sur des échantillons d'argile Champlain intacts et non remaniés. Les valeurs varient respectivement entre $3,4 \cdot 10^{-10}$ et $6,5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$, $6,0 \cdot 10^{-10}$ et $7,5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$, $3,8 \cdot 10^{-10}$ et $4,6 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$, $5,8 \cdot 10^{-10}$ et $6,25 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$, et $6,5 \cdot 10^{-10}$ et $7,0 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$.

Les facteurs de retardement dans les argiles Champlain étudiées par Garga et O'Shaughnessy (1994) pour Na^+ , K^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+} varient respectivement entre 1,5 et 3,6, 17 et 48, 4,8 et 12,4 et 17 et 33. Pour le Cl^- qui est considéré comme non réactif, on a émis l'hypothèse que le facteur de retardation est égal à 1. Donc, au vu de ces résultats, on constate que Cl^- est l'ion le plus mobile en solution alors que Ca^{2+} et K^+ sont fortement retardés par les argiles Champlain.

Pour des argiles Champlain de la région de Montréal, les facteurs de retardement varient entre 8.5 et 10, 48 et 128, 17 et 97, et 10 et 120. (Warith 1987)

Les valeurs élevées de la capacité d'échange cationique (CEC) trouvées sur certains sites investigués et notamment celui de Renfrew ainsi que la minéralogie justifient la haute capacité de rétention (de cations) des sols. Pour les argiles de Champlain dans la région de Montréal, les valeurs de la CEC varient entre 60 et 85 méquiv. /100g. Ces valeurs sont 2 à 3 fois plus importantes que dans les argiles Champlain de l'Est de l'Ontario. Cette différence de la valeur de la CEC justifie l'écart entre les facteurs de retardement dans les argiles Champlain de l'Ontario et de la région de Montréal.

Plusieurs autres études ont permis d'évaluer les coefficients de diffusion effective pour les différents ions. Les résultats sont présentés dans le tableau 2-9 ci-dessous.

Ces valeurs sont similaires à celles trouvées par les différents auteurs cités précédemment. On constate que les coefficients de diffusion effective varient selon le type de sol étudié mais restent toutefois dans le même ordre de grandeur.

Tableau 2.9 : Coefficients de diffusion effective pour plusieurs ions dans des sols argileux (extrait de Garga et O'Shaughnessy, 1994)

Espèce chimique	Type de sol	Coefficient de diffusion effective D_e ($\times 10^{-10}$ m ² /s)	Références
$^{36}\text{Cl}^-$	Sable-Bentonite	7.0-10	Gilham et al. (1984)
Cl^-	Argile silteuse Till argileux Kaolinite Argile Till argileux Argile+Till	6.0-10 5.7-6.3 4.4-10 1.5-4.7 7.3-8.1 2.6-7.8	Crooks et Quigley (1984) Rowe et al. (1988) Shackelford (1991) Shackelford (1991) Barone et al. (1989) Johnson et al. (1989)
K^+	Argile+Till Kaolinite Till argileux	6.3-7.0 12-18 7.8-9.8	Rowe et al. (1988) Shackelford (1991) Barone et al. (1989)
Na^+	Argile silteuse Argile+Till Till argileux	2.5-3.5 4.8-5.7 6.0-7.3	Crooks et Quigley (1984) Rowe et al. (1988) Barone et al. (1989)
Ca^{2+}	Argile+Till Till argileux	3.8 4.9	Rowe et al. (1988) Barone et al. (1989)
Mg^{2+}	Till argileux	5.2	Barone et al. (1989)

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE ET THÉORIES

3.1 Méthodes de laboratoire

Chronologiquement, la première étape juste après la réalisation des forages et de l'échantillonnage de l'argile fut le laboratoire. En effet, divers essais géotechniques, hydrauliques et géochimiques ont été réalisés pendant la durée du projet. Dans ce chapitre, une description détaillée de ces essais va être exposée.

La caractérisation géotechnique et hydraulique de la couche d'argile constitue une importante étape dans ce processus. En effet, la connaissance de la conductivité hydraulique, des teneurs en eau, des limites d'Atterberg et des propriétés chimiques de l'eau interstitielle est primordiale pour la suite du projet. Pour la plupart des essais, des normes ASTM et BNQ existent déjà et la littérature scientifique est assez riche par les publications traitant de ces méthodologies. Pour d'autres essais et notamment pour l'extraction de l'eau interstitielle de l'argile, il a fallu mettre au point des nouvelles méthodologies qu'on va décrire et exposer tout au long de ce chapitre.

3.1.1 Essais de perméabilité en cellule triaxiale

Les essais de perméabilité en cellule triaxiale sont les essais les plus populaires dans la littérature scientifique. La particularité de cette méthode réside dans le fait que le dispositif peut accueillir des échantillons de différentes tailles et volumes. On a aussi la possibilité d'effectuer des essais sur des échantillons d'argile sous les mêmes conditions que celles présentes in situ. Le dispositif triaxial permet de mener les essais de perméabilité à niveaux constant ou variable mais l'essai à niveau variable est plus recommandé car en comparant les volumes d'entrée et de sortie, on arrive à vérifier la fiabilité du dispositif. Plusieurs sources d'erreurs peuvent biaiser les essais de perméabilité sur cellules triaxiales: les problèmes les plus souvent rencontrés sont les fuites au niveau des raccords, la diffusion à travers la membrane ainsi que la saturation de cette dernière, l'existence de chemin d'écoulement préférentiel entre le spécimen d'argile et la membrane, la consolidation de l'échantillon d'argile et la saturation incomplète des pierres poreuses, des tubulures et de l'échantillon. Ces sources d'erreurs doivent impérativement être éliminées car vu la faible conductivité hydraulique des argiles, l'écoulement observé à travers l'échantillon testé est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres cubes par jour ce qui rendrait toute source d'erreur préjudiciable sur l'essai.

L'essai de perméabilité en cellule triaxiale (ASTM D 5084-00) consiste à appliquer à l'échantillon d'argile une pression de confinement et à mesurer les différences de charges hydrauliques en fonction du temps. Comme le décrit la norme, on note la perte de charge à travers le perméamètre au début et à la fin de chaque période d'essai en veillant à ce que le gradient hydraulique à travers l'échantillon ne dépasse pas 10. On obtient les valeurs des conductivités hydrauliques horizontales ou verticales dépendamment de la manière dont le sol est monté dans la cellule. Dans notre cas, on calcule les valeurs de la conductivité hydraulique verticale.

En premier lieu, après la préparation et le montage du spécimen, on procède à la saturation de ce dernier. Tout d'abord, on exerce plusieurs paliers de pression afin d'éviter de consolider notre argile. En effet, on conserve une différence de pression constante (environ 20 kPa) entre la cellule et le système {tête+base} à chaque augmentation de palier. Cette opération permet non seulement la saturation de l'argile, qui est déjà à des niveaux de saturation élevée au début de l'essai (94% en moyenne) mais permet aussi de saturer les tubulures en chassant les bulles d'air du système. Au moment de la saturation, le débit d'eau à l'entrée et le débit de sortie sont égaux à $\pm 5\%$. Ensuite, on lance l'essai et on note l'évolution des niveaux d'eau dans les tubulures avec le temps.

Pour calculer les valeurs de la conductivité hydraulique selon la norme ASTM D 5084-00, la formule suivante est utilisée (niveau de la burette amont descendant et aval remontant):

$$k = \frac{a_{in} \cdot a_{out} \cdot L}{(a_{in} + a_{out}) \cdot A \cdot \Delta t} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right) \quad (1.53)$$

Avec,

a_{in} = section de la burette d'entrée, cm^2

a_{out} = section de la burette de sortie, cm^2

L = Longueur de l'échantillon, cm

h_1 = différence de charge hydraulique au temps t_1 , cm

h_2 = différence de charge hydraulique au temps t_2 , cm

A = section de l'échantillon, cm^2

Δt = temps écoulé entre h_1 et h_2 , s

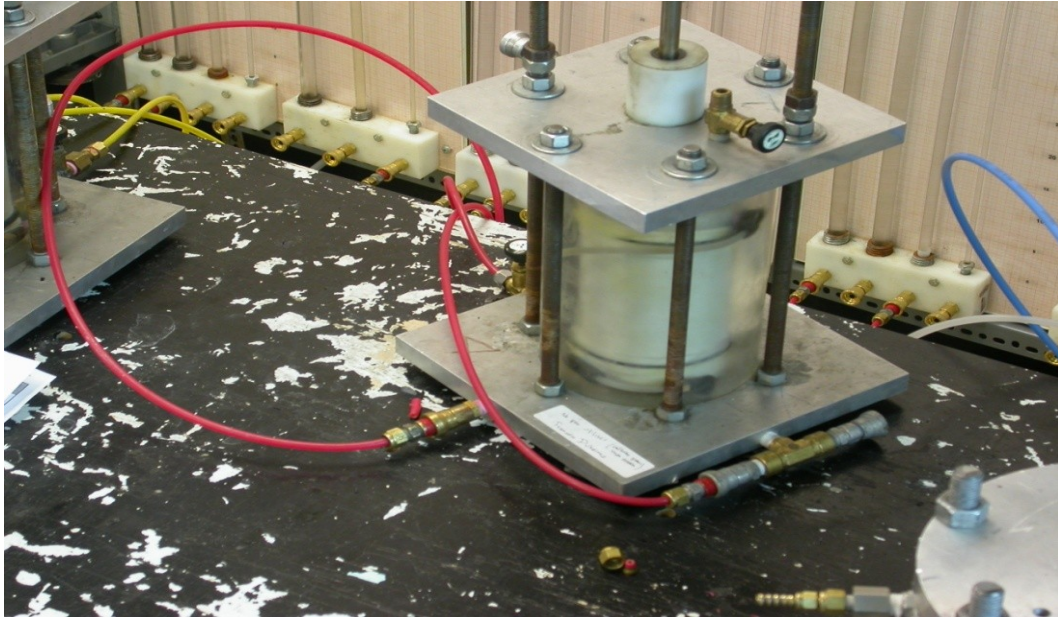


Figure 3.1: Cellule triaxiale et branchements.



Figure 3.2: Cellules triaxiales et panneaux des burettes.

3.1.2 Essais de consolidation et de perméabilité en cellule œdométrique

La caractérisation de la couche d'argile nécessite la réalisation d'une série d'essais mécaniques et hydrauliques sur l'argile à différents sites et différentes profondeurs.

La cellule œdométrique permet de réaliser ces deux types d'essais. On commence par réaliser l'essai de consolidation en appliquant progressivement des charges. Ensuite, à la fin de chaque palier de chargement, on effectue un essai de perméabilité sur l'échantillon d'argile. Cela permet d'obtenir la valeur de la conductivité hydraulique k pour différentes valeurs d'indice des vides e .

Ces deux essais sont normalisés: l'essai de consolidation est fait selon la norme ASTM D 2435-03 alors que l'essai de perméabilité est conduit selon la norme ASTM D 5856-95.

L'essai de consolidation œdométrique est effectué sur des échantillons intacts d'argile. Il consiste à charger progressivement, pendant plusieurs jours, un disque de sol emprisonné dans une cellule œdométrique. La cellule comporte un anneau qui empêche le sol de se déformer latéralement et qu'on ne mesure le tassement que dans le sens du chargement vertical. L'échantillon est placé entre deux pierres poreuses qui permettent son drainage et il est maintenu saturé tout au long de l'essai.

Quand une contrainte axiale σ est exercée sur un spécimen d'argile dont la hauteur initiale est de h_0 , ce dernier subit une déformation verticale. Un tassement de Δh est atteint lorsque la totalité de la suppression d'eau interstitielle est dissipée. Au moment où la contrainte effective verticale σ' devient égale à la contrainte verticale totale σ , la déformation verticale ε_z est:

$$\varepsilon_z = \frac{\Delta h}{h_0} \quad (1.54)$$

La déformation latérale est nulle ($\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0$) à cause de l'anneau métallique qui prévient tout déplacement latéral. La déformation volumique ε_v devient égale à la déformation axiale:

$$\varepsilon_v = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z = \varepsilon_z = \frac{\Delta h}{h_0}$$

$$\varepsilon_v = \frac{V_0 - V}{V_0} = \frac{V_0 / V_s - V / V_s}{V_0 / V_s} = \frac{e_0 - e}{1 + e_0}$$

$$e = e_0 - \varepsilon_v(1 + e_0) = e_0 - \frac{\Delta h}{h_0}(1 + e_0) \quad (1.55)$$

Avec, e = indice des vides actuel

e_0 = indice des vides initial

V = volume actuel (cm³)

V_0 = volume initial (cm³)

V_s = volume des solides (cm³)

Par définition, le coefficient de consolidation c_v exprime le taux de consolidation de l'argile sous une contrainte donnée. Pour le calculer, les équations de Casagrande et de Taylor (Holtz et Kovacs 1981) font appel aux temps t_{90} et t_{50} extraits des courbes de la déformation en fonction du temps. Pour le calcul du coefficient de consolidation, Casagrande propose de prendre le temps de consolidation moyen (t_{50}) à chaque incrément et de calculer l'évolution du c_v :

$$c_v = 0,197 \frac{H_{dr}^2}{t_{50}} \quad (1.56)$$

La valeur H_{dr} fait référence à la hauteur de drainage de l'échantillon. Cette hauteur est très importante puisqu'elle permet d'approximer les pressions interstitielles encore présentes dans l'échantillon et de calculer le gradient qui s'y développe

Taylor propose aussi une méthode pour le calcul du coefficient de consolidation. Cette méthode se base sur le temps de consolidation auquel la consolidation a atteint 90% (t_{90}) et il est possible de mesurer ce temps en mettant en graphique la lecture des déformations en fonction de la racine du temps:

$$c_v = 0,848 \frac{H_{dr}^2}{t_{90}} \quad (1.57)$$

Il est aussi possible avec cette méthode de calculer le coefficient de compressibilité et une approximation du coefficient de perméabilité:

$$a_v = \frac{-\Delta e}{\Delta \sigma'_v} \quad (1.58)$$

$$k = \frac{c_v \rho_w g a_v}{1 + e_0} \quad (1.59)$$

Les mesures de c_v calculées avec la méthode de Casagrande sont peu fiables ((Holtz et Kovacs 1981). Conformément à ce qui est observé par Olson (1986) lors de la comparaison de ces deux méthodes, les valeurs de c_v obtenues à partir de la méthode de Casagrande sont inférieures à celles qui ont été obtenues par la méthode de Taylor.

La seconde manipulation à mener sur les cellules œdométriques est l'essai de perméabilité. Comme décrit précédemment, à chaque palier de consolidation et après une période de 24h après le début de la consolidation, on bloque le levier de la cellule œdométrique afin d'empêcher l'échantillon de tasser et d'avoir un indice des vides variable pendant l'essai de perméabilité. Ensuite on applique une différence de charge hydraulique sur l'échantillon de telle sorte à ne pas le consolider et on lance l'essai de perméabilité.

Sur la cellule œdométrique, on a réalisé un essai de perméabilité à niveau descendant. On a appliqué la norme «ASTM D 5856-95: Standard test method for measurement of hydraulic conductivity of porous material using a rigid-wall, compaction-mold permeameter». L'objectif de cet essai était de déterminer la conductivité hydraulique de l'argile non seulement dans les conditions du site (contraintes in-situ) mais aussi sous l'effet de contraintes verticales effectives croissantes. On en a déduit alors la variation de la conductivité hydraulique en fonction de la variation de l'indice des vides et de la contrainte effective verticale. Soulignons qu'une différence de charge hydraulique initiale comprise entre 50 cm et 80 cm a été appliquée entre la base et la tête du spécimen testé et que c'est un test à niveau descendant avec une charge avale constante.

D'après la figure 3.4, on aperçoit trois branchements sur la cellule œdométrique. Un tuyau branché en amont a permis de voir la variation du niveau d'eau dans le tuyau pendant l'essai, un tuyau branché en aval a donné la charge hydraulique du bol (constante) et enfin un dernier tuyau a servi comme prise d'air. Aussi, pendant l'essai, on s'assure qu'il n'y a pas de bulles d'air dans le système, que le levier sur lequel les charges sont exercées est bloqué pour empêcher la déformation

du spécimen et que le bol est entièrement rempli d'eau pour prévenir l'intrusion de bulles d'air dans le système.

Tel que décrit dans la norme ASTM D 5856-95, la conductivité hydraulique, dans le cas où la charge aval est constante, est obtenue de la manière suivante:

$$k = \frac{a \cdot L}{A \cdot t} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right) \quad (1.60)$$

Avec,

a = section de la burette d'entrée, cm²

L = hauteur du spécimen, cm

A = section du spécimen testé, cm²

t = temps écoulé entre les mesures h₁ et h₂, s

h_i = perte de charge au temps t_i, cm

Notons que pour tous les montages, les valeurs a et A sont constantes et respectivement égales à 0.08 cm² (aire du tube) et 31.88 cm² (aire de l'échantillon)



Figure 3.3: Cellules œdométriques pendant un essai de consolidation



Figure 3.4: Branchements pour un essai de perméabilité sur une cellule œdométrique

3.1.3 A propos des essais de perméabilité au laboratoire

Les essais de perméabilité conduits au laboratoire permettent d'évaluer la conductivité hydraulique de l'argile. Des échantillons d'argile intacts d'une hauteur de 20 mm sont utilisés dans les cellules œdométriques alors que dans les cellules triaxiales, la hauteur des échantillons varie entre 80 et 120 mm. Une autre différence entre les deux essais réside dans le fait que dans les essais triaxiaux, on obtient la valeur de k à un indice des vides au repos e_0 alors qu'avec les essais œdométriques, on suit l'évolution de la conductivité hydraulique k en fonction du tassement de l'argile en compression uniaxiale.

D'un point de vue hydraulique, les deux essais sont régis par la même Loi de Darcy:

$$Q = \frac{dV}{dt} = -kA \frac{\Delta h}{L} \quad (1.61)$$

Où Q est le débit en m^3/s , k est la conductivité hydraulique en m/s , A est la section de l'argile perpendiculaire à l'écoulement (m^2) et L la longueur de l'échantillon (m).

Plusieurs erreurs de manipulation ou des défaillances du matériel peuvent biaiser les résultats surtout quand la conductivité hydraulique du sol est aussi faible que dans une argile (10^{-9} à 10^{-7} cm/s). On a constaté des fuites au niveau des raccords, des joints et au niveau des burettes. Il faut souligner que le matériel du laboratoire est aussi utilisé avec des rejets miniers acides, ce qui le détériore vu l'acidité des fluides utilisés. Aussi, il faut être extrêmement prudent au moment de la préparation des échantillons d'argile: des microfractures dans l'argile peuvent créer des chemins d'écoulement préférentiels et surestimer k . Il faut aussi veiller à ce que l'argile colle bien sur la paroi de l'anneau dans la cellule œdométrique et que la membrane utilisée dans la cellule triaxiale soit intacte et colle parfaitement à l'échantillon. Aussi, il est essentielle de vérifier de temps à autre l'état des joints toriques (o-rings).

La saturation du système doit aussi être surveillée de près. Dans les cellules triaxiales, l'application de contre pression aide à dissoudre les bulles d'air et les éliminer ce qui n'est pas faisable dans les cellules œdométriques donc il faut faire un contrôle visuel pour localiser les bulles et les éliminer du système. Aussi, la durée des essais est différente dans les deux essais: il faut environ 24 h sur une cellule œdométrique alors qu'au moins 72 h sont nécessaires sur une cellule triaxiale.

Enfin, la question qui se pose concerne le choix de la méthode à appliquer. Est-ce préférable de conduire des essais de perméabilité au laboratoire sur des cellules œdométriques ou sur des cellules triaxiales? La réponse à cette question sera traitée plus tard au moment de l'analyse des résultats. Mais, il faut rappeler que pour des argiles Champlain, Benabdallah et Chapuis (2007) et Cazaux et Didier (2002) ont démontré l'existence d'effets d'échelle quand il s'agit de conductivité hydraulique dans une argile Champlain.

3.1.4 Essais d'identification géotechnique

Les essais d'identification consistent à faire une granulométrie de l'argile, déterminer les limites de consistance et déterminer la densité des grains.

Densité des grains: La première étape fut le calcul de la densité des grains. La densité des grains est définie comme étant le rapport entre la masse d'un certain volume du matériau et la masse d'un égal volume d'eau à une certaine température de référence. En mécanique des sols, lorsque les sols sont souvent en saturation totale comme c'est le cas des argiles situées sous la nappe phréatique, la définition de la densité utilise la masse volumique des particules solides en excluant les pores saturables. La densité est alors définie comme suit:

$$D_R = \frac{\rho_s}{\rho_{w(20^0C)}} = \frac{\frac{M_s}{V_s}}{\frac{M_w}{V_{w(20^0C)}}} \quad (1.62)$$

Le principe pour calculer cette valeur est basé sur le principe d'Archimède qui dit qu'un corps submergé dans l'eau déplace un volume égal au volume du corps. Ainsi, en calculant précisément le volume d'eau qui est déplacé en y incorporant des particules solides, on peut calculer (par différence) la valeur de la densité des grains solides. La procédure est détaillée dans la norme BNQ 2501-070.

Teneur en eau naturelle: C'est le rapport entre la masse de l'eau et la masse des grains solides contenus dans un volume de sol déterminé.

$$w(\%) = 100. \frac{M_w}{M_s} \quad (1.63)$$

Cette propriété des sols est investiguée au laboratoire en faisant sécher le sol dans une étuve ou un four. Le détail de la procédure est décrit dans les normes BNQ 2501-170 et ASTM D2216-90

Limites de consistance ou limites d'Atterberg: Avant de parler des limites de consistance, expliquons d'abord le terme consistance d'un sol. D'après Terzaghi (1943), la consistance d'un sol peut être définie comme un état de fermeté et est liée aux forces de cohésion entre les particules et ne concerne donc que les sols cohérents. En mécanique des sols, on distingue quatre états de consistance soit l'état solide, l'état semi-solide, l'état plastique et l'état liquide. Les teneurs en eau qui délimitent ces quatre états de consistance sont appelés limites de consistance ou limites d'Atterberg.

La limite de plasticité (w_p) caractérise la transition entre un état solide et un état plastique. Cette limite indique la teneur en eau pondérale, en pourcentage, maximale pour travailler un sol et éviter la compaction. En dessous de cette limite, le sol est friable ou facilement labourable d'un point de vue agronomique. D'un point de vue géotechnique, c'est la teneur en eau d'un sol qui a perdu sa plasticité et se fissure en se déformant lorsqu'il est soumis à des faibles charges. On détermine la limite de plasticité selon les normes BNQ 2501-090 ou ASTM D 4318-98.

La limite de liquidité (w_L) caractérise la transition entre un état plastique et un état liquide. C'est la teneur en eau pondérale, exprimée en pourcentage, au-dessus de laquelle le sol s'écoule comme un liquide visqueux sous l'influence de son propre poids. La limite de liquidité est déterminée de deux façons: par la coupole de Casagrande ou par le pénétromètre à cône suédois (BNQ 2501-090). Avec la coupole de Casagrande, la limite de liquidité est la teneur en eau lorsque la résistance du matériau est d'environ 2,5 kPa. Cette résistance est mobilisée lorsque le nombre de coup faits par la chute de la coupelle atteint 25 (figure 3.5).



Figure 3.5: Appareil de Casagrande utilisé pour déterminer les limites de liquidité

L'essai de pénétration au cône suédois permet de déterminer la limite de liquidité en mesurant la teneur en eau d'un échantillon correspondant à une pénétration de 10 mm du cône de 60° et de 60 grammes. Cette limite est notée w_{Lc} .

Une fois que les limites d'Atterberg déterminées, les différents indices sont calculés comme suit:

$$I_p = w_L - w_p \quad (1.64)$$

$$I_L = \frac{w - w_p}{I_p} \quad (1.65)$$

I_p et I_L étant les indices de plasticité et de liquidité.

Aussi, on a déterminé la granulométrie de ces argiles. Cela se fait en deux étapes. On commence par faire l'analyse granulométrique par sédimentométrie puis par tamisage. La sédimentométrie est l'essai pour déterminer la distribution des grains de diamètre inférieur à 80 μm et surtout le pourcentage d'argile contenu dans le sol (particules avec $D < 2 \mu\text{m}$). Cet essai est souvent utilisé en complémentarité à l'essai de granulométrie par tamisage qui sert pour la détermination des particules avec un diamètre de plus de 80 μm .

Le principe de cet essai est basé sur la loi de Stokes qui dit que la vitesse de chute d'une sphère:

$$V = \frac{9,8D^2(D_{rs} - D_{ri})}{3\eta} \quad (1.66)$$

D étant le diamètre de la sphère (mm), V la vitesse de chute de la sphère (mm/s), D_{rs} et D_{ri} étant les densités de la sphère et du liquide alors que η est la viscosité dynamique du liquide (Pa.s).

L'hydromètre est le principal instrument de mesure de cet essai. Il mesure la densité moyenne du liquide dans lequel il est plongé auquel on peut corréler la concentration de particules solides présentes en suspension dans l'eau à un moment donné et à une certaine profondeur. La température de l'eau et la densité des grains sont des paramètres très importants puisque la température de l'eau modifie un peu la viscosité de l'eau et la densité influe sur la vitesse de chute des particules. On termine l'essai en effectuant un tamisage par lavage pour déterminer le pourcentage des particules entre 315 μm et 80 μm .

3.1.5 Extraction d'eau interstitielle de l'argile

La bonne connaissance du mouvement des ions majeurs et de l'eau interstitielle dans une argile sensible est devenue primordiale compte tenu des nombreux projets où l'argile est utilisée comme barrière d'étanchéité et aussi pour expliquer divers phénomènes géotechniques.

Cela passe par une analyse chimique de l'eau interstitielle de l'argile et la caractérisation de ses constituants chimiques. A ce jour, il n'existe pas encore de norme régissant l'extraction de l'eau interstitielle de l'argile malgré la multitude de recherches conduites dans le domaine de l'hydrogéologie, l'hydrogéologie chimique et la géochimie. Plusieurs chercheurs ont utilisé des techniques pour répondre à leurs propres besoins sans pour autant mettre au point un dispositif standard et une procédure détaillée pour extraire l'eau interstitielle de l'argile. Dans cette section, l'auteur décrit le procédé mis au point dans le laboratoire pour extraire des échantillons représentatifs d'eau interstitielle à partir de cylindres d'argile intacte, les essais réalisés pour tester ce dispositif et quelques résultats obtenus pour une argile Champlain.

3.1.5.1 Dispositif d'extraction à basse pression

Le dispositif d'extraction consiste en une cellule triaxiale modifiée où la pression de confinement peut être augmentée jusqu'à environ 700 kPa (figure 3.6). La différence entre une cellule triaxiale

et la cellule d'extraction est que dans la première, on exerce une contre-pression à la tête et la base de l'échantillon et une pression cellulaire alors que dans la cellule d'extraction, on n'exerce pas de contre-pression, seule la pression cellulaire est exercée sur l'échantillon. Une fois l'échantillon installé, une membrane est mise autour de l'échantillon d'argile qu'on confine à une pression d'extraction qui est la pression cellulaire. A la base de l'échantillon, des fentes permettent d'évacuer l'eau interstitielle. Cette dernière est acheminée à une éprouvette via une tubulure où on a fixé une seringue à l'extrémité. Cette dernière permet d'acheminer l'eau interstitielle directement à une éprouvette où le vide a été préalablement fait et ainsi empêcher l'eau extraite de rentrer en contact avec l'atmosphère.

Notons que pour l'argile étudiée, la pression de préconsolidation se situe entre 250 kPa et 350 kPa. Des volumes d'eau (15 mL) sont extraits à différents paliers de pression commençant à 100 kPa et allant jusqu'à 700 kPa de telle sorte à avoir des échantillons d'eau à différents états de consolidation.

MONTAGE DE L'ÉCHANTILLON D'ARGILE

Un échantillon cylindrique d'argile d'une hauteur H comprise entre 20 et 25 cm et d'un diamètre D de 6.9 cm est utilisé dans ce type d'extracteur d'eau interstitielle.

Tout d'abord, le cylindre d'argile est coupé avec un fil d'acier en tranches d'un centimètre d'épaisseur. Ensuite, on superpose ces différentes tranches d'argiles en veillant à mettre un papier filtre de type «Whatman» entre les tranches et sur le sommet et la base de l'argile. Ces papiers permettront de drainer horizontalement l'eau interstitielle extraite de l'échantillon. Une fois le montage réalisé, on entoure l'argile d'un papier filtre dont les propriétés de filtration sont semblables au papier filtre préalablement utilisé et dont la hauteur est égale à la hauteur du bloc d'argile (entre 20 et 25 cm) et le périmètre est égal à 21.67 cm. Cette feuille « filtre » permettra de drainer l'eau verticalement, du haut de l'échantillon vers le bas. L'argile et les papiers filtres sont ensuite enveloppés par une membrane. Une tubulure en PVC achemine l'eau interstitielle extraite vers une éprouvette sans que cette dernière ne rentre en contact avec l'air.



Figure 3.6: Photo du dispositif d'extraction à basse pression

INFLUENCE DU PAPIER FILTRE SUR LA CONCENTRATION EN IONS MAJEURS

L'influence du papier filtre sur la concentration en ions chlorure et sodium dans l'eau extraite a été contrôlée afin de vérifier qu'aucun phénomène accessoire tel l'adsorption ne nuisait aux résultats. Des solutions de chlorure de sodium à des concentrations variant de 150 à 2800 mg/L ont ainsi été préparées et mises en contact avec différentes masses de papier filtre. Les résultats montrent que les concentrations après dix jours de contact ne varient pas de manière significative par rapport aux concentrations des solutions initiales et ce, quelle que soit la masse de papier utilisée.

TEST À BLANC

Le test a été réalisé dans les mêmes conditions qu'un essai réel en remplaçant l'échantillon d'argile par des pièces en plastique UHMW identiques à celles utilisées pour la tête et à la base de la cellule d'extraction. L'eau circulant a été analysée avant et après passage dans l'appareil. Les résultats montrent que les concentrations en ions chlorure et sodium de l'eau extraite ne sont pas influencées de manière significative par le procédé d'extraction.

PERMÉABILITÉ DE LA MEMBRANE

Pour vérifier la perméabilité de la membrane et être certain que cette dernière empêche l'eau présente dans la cellule de la traverser et rejoindre l'échantillon, on enveloppe la membrane et l'échantillon dans une deuxième membrane et on place un papier filtre entre ces deux membranes. Une fois l'extraction finie, on vérifie que le papier filtre placé entre les deux membranes est toujours sec. Ce test a été réalisé lors de trois essais: dans chacun de ces derniers, le papier filtre était sec après l'extraction d'eau. Dans tous les cas, on a vérifié qu'il y avait compensation entre le volume d'eau sorti de l'échantillon d'argile et le volume d'eau entré dans la cellule triaxiale en compensation.



Figure 3.7: Préparation et montage de l'argile sur le dispositif d'extraction à basse pression

3.1.5.2 Dispositif d'extraction à haute pression

Le même principe utilisé pour le dispositif à basse pression est utilisé pour la haute pression. Cette fois, on va transférer les échantillons d'argile utilisée dans le dispositif à basse pression au dispositif à haute pression pour continuer l'extraction de l'eau interstitielle à des pressions allant de 1 MPa à 30 MPa. L'objectif de cette manipulation est de vérifier l'influence des hautes pressions, et donc de la consolidation de l'argile, sur la chimie de l'eau extraite. Le dispositif mis au point dans le laboratoire est présenté dans la figure 3.8 ci-dessous.

L'échantillon d'argile est placé dans le cylindre en acier inoxydable mais cette fois, au lieu d'utiliser du papier filtre ``Whatman``, on met un filtre en nylon plus résistant. Le cylindre est placé sous un piston en acier inox. On applique la pression souhaitée manuellement à l'aide d'une pompe hydraulique. À chaque palier de pression, on attend environ 24 h pour permettre à l'argile de consolider. L'eau extraite est récupérée dans une éprouvette sous vide où une succion a été appliquée.

Plus la pression est augmentée, moins on obtient d'eau interstitielle. Mais avec les nouvelles techniques de laboratoire, 5 mL d'eau sont suffisants pour effectuer les analyses nécessaires.

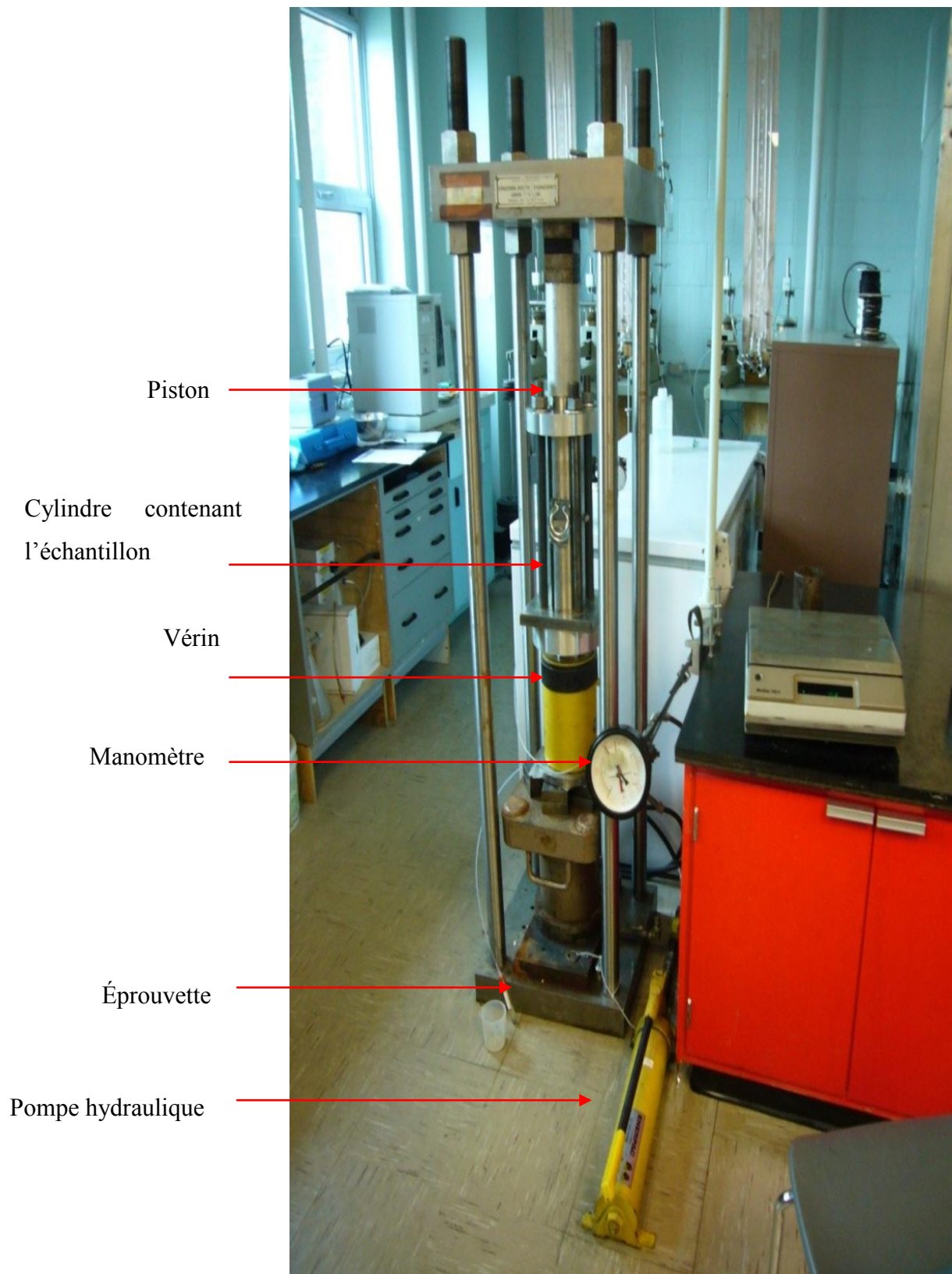


Figure 3.8: Dispositif d'extraction d'eau interstitielle à haute pression

3.2 Méthodes in situ

3.2.1 Forages et installation des piézomètres

La réalisation des différents travaux dans le cadre de ce projet commence par les forages, l'échantillonnage de l'argile et l'installation des piézomètres. Ces opérations sont cruciales; elles nécessitent un savoir faire et une grande expérience des opérateurs afin de minimiser le remaniement de l'argile lors de son échantillonnage et d'assurer un bon scellement des piézomètres. Ces derniers sont les principaux outils de travail sur le terrain. Tous les essais hydrauliques y sont réalisés et les échantillons d'eau pour analyses géochimiques y sont prélevés.

Les étapes de forage et d'échantillonnage se chevauchent: le tube Shelby –qui sert à échantillonner l'argile- est d'abord enfoncé dans l'argile et y est laissé pendant environ 5 min, le temps nécessaire pour que l'argile colle aux parois du tube, ensuite, on exerce une rotation sur le tube: cela va permettre de couper l'argile au niveau de l'extrémité inférieure du tube. On laisse encore une fois le tube reposer pendant 5 min avant de l'extraire. Enfin, on emploie le tubage (casing) pour avancer le trou par rotation (Figure 3.9). Ces opérations sont ainsi répétées jusqu'à ce que la profondeur souhaitée soit atteinte. Le dépôt d'argile est échantillonné en continu. Si la couche d'argile a 20 m d'épaisseur, on récupère 20 m d'échantillons d'argile dans des tubes Shelby.

L'opération de forage se fait donc en deux temps: le tube Shelby permet de recueillir des cylindres d'argile non remaniée qui servent à réaliser les différents essais au laboratoire puis le trou est foré par la méthode de rotation directe.

Cette méthode a été développée afin d'accélérer le forage des puits tout en atteignant d'importantes profondeurs dans la majorité des formations géologiques (Driscoll, 1986). Le trou de forage est réalisé en tournant un trépan et les déblais de forage (cuttings) sont évacués par une circulation permanente d'eau de forage à faible pression pour ne pas endommager l'argile. Une fois les profondeurs de forage atteintes, on ressort le tubage (casing) et on installe les piézomètres.



Figure 3.9: Opération de forage pour l'installation des piézomètres



Figure 3.10: Foreuse utilisée dans le cadre du projet

3.2.2 Essais de perméabilité in situ

Il existe différents essais in situ pour déterminer la conductivité hydraulique d'un sol. Les méthodes d'interprétation des essais de perméabilité permettent d'obtenir soit la conductivité hydraulique locale et le niveau piézométrique local, soit des propriétés de l'aquifère tel que la transmissivité et le coefficient d'emménagement.

Pour ce projet, on ne va traiter que des essais de perméabilité réalisés par injection ou remontée d'eau faits à des pressions d'eau positives.

Les essais de perméabilité in situ à charge variable permettent d'évaluer la conductivité hydraulique de la couche d'argile. L'essai consiste à vider ou remplir le tube du piézomètre d'environ 50 cm à 100 cm. La remontée ou la descente du niveau d'eau sont notées en fonction du temps. Il existe cependant plusieurs méthodes d'interprétation de ces essais, les plus connues étant les méthodes de Bouwer et Rice (1976), Cooper et al. (1967), Nguyen et Pinder (1984), Chiasson (2005), Hvorslev (1951) et la méthode de Chapuis et al. (1981).

Au Canada, la norme CAN/BNQ 2501-135 est le plus souvent utilisée pour les essais dans les piézomètres, même si au départ, cette dernière était prévue pour les essais de type Lefranc autour d'une cavité pratiquée sous l'extrémité d'un tubage. Comme il apparaît dans la norme, cet essai consiste à provoquer un écoulement par gravité, dans le sol, à partir d'une cavité de forme définie (lanterne) remplie d'un matériau perméable (sable ou gravier). L'interprétation se fait en utilisant le graphe des vitesses et les méthodes de Hvorslev (1951) et Chapuis et al. (1981). La méthode de Hvorslev (1951) a démontré un certain nombre de limites et conduit à des valeurs non fiables parce qu'on y suppose a priori la position d'un niveau piézométrique inconnu. Par contre, la méthode de Chapuis et al. (1981) permet en théorie de trouver ce niveau piézométrique et permet de localiser des problèmes liés à la mauvaise installation ou au mauvais scellement des piézomètres.

Pour un essai à charge variable, Chapuis (1998) affirme que si la déformation du sol est négligeable dans le cas par exemple d'un aquifère ou un aquitard surconsolidé, les essais à niveau variable sont gouvernés par l'équation de Laplace. Une de ses solutions, une fonction harmonique, relie la valeur du flux à travers le sol Q_{sol} au flux dans le tube Q_{inj} par le principe de conservation de la masse.

$$Q_{inj} = Q_{sol} = ckH \quad (1.67)$$

c (cm) étant le coefficient de forme de la zone d'injection qui dépend de la géométrie de la zone d'injection et des conditions hydrauliques aux frontières, H la différence de charge hydraulique appliquée et k la conductivité hydraulique du sol.

Le débit Q_{inj} à travers un tube de section S_{inj} et de diamètre d est:

$$Q_{inj} = -S_{inj} \frac{dH}{dt} \quad (1.68)$$

$$S_{inj} = \frac{\pi d^2}{4} \quad (1.69)$$

En réarrangeant les équations, on obtient:

$$\frac{dH}{H} = \frac{-ck}{S_{inj}} dt \quad (1.70)$$

L'intégration de cette équation mène à l'équation de Hvorslev (1951)

$$\ln\left(\frac{H_1}{H_2}\right) = -k \frac{c}{S_{inj}} (t_1 - t_2) = -kC(t_1 - t_2) \quad (1.71)$$

H_1 et H_2 sont respectivement les différences de charges hydrauliques appliquées aux temps t_1 et t_2 et $C = \frac{c}{S_{inj}}$

En fait, à un instant t , ce qui est mesurable c'est l'élévation Z de la colonne d'eau dans le tube du piézomètre et non la différence de charge hydraulique H . La différence de charge à un instant t s'écrit sous la forme:

$$H(t) = Z(t) - H_0 \quad (1.72)$$

En prenant en compte l'erreur sur le niveau piézométrique, et d'après les équations 1.68 et 1.72, Chapuis et al. (1981) proposent:

$$S_{inj} \frac{dZ}{dt} = -ck(Z - H_0) \quad (1.73)$$

Ou,

$$Z = -\frac{S_{inj}}{ck} \frac{dZ}{dt} + H_0 \quad (1.74)$$

H_0 étant l'erreur systématique sur l'estimation de la charge.

Or on constate que cette équation de Z versus dZ/dt est l'équation d'une droite. Sa pente permet d'obtenir la valeur de la conductivité hydraulique alors que H_0 est l'ordonnée à l'origine. On peut aussi en dériver l'équation de Hvorslev (1951) si $H_0=0$

Chiasson (2005) a proposé une méthode pour interpréter les essais de perméabilité. La différence notable avec la méthode proposée par Chapuis et al. (1981) c'est que cette dernière est moins sensible à l'imprécision des mesures.

A partir de l'équation de Hvorslev (1951), Chiasson(2005) a pris en compte l'erreur H_0 et a obtenu l'expression suivante:

$$H(t) = H(0)e^{\frac{-S_{inj}}{kc}t} \quad (1.75)$$

Donc en remplaçant $H(t)$ par $Z(t)$, on obtient

$$Z(t) = [Z(0) - H_0]e^{-kCt} + H_0 \quad (1.76)$$

On sait aussi que $Z(0) - H_0 = H(0)$, l'équation s'écrit donc sous la forme:

$$Z(t) = H(0)e^{-kCt} + H_0 \quad (1.77)$$

$Z(t)$ étant l'élévation de la colonne d'eau au temps t et $H(0)$ est la différence de charge réelle (et inconnue) à $t=0$.

Afin de déterminer les paramètres $H(0)$, H_0 et $a=c/S_{inj}$, on minimise la somme des carrés des écarts entre les charges expérimentales estimées et celles qui sont calculées.

$$\varepsilon_j = Z_j - Z^*(t_j) \quad (1.78)$$

$$\text{Min}(\sum_{j=1}^n \varepsilon_j^2) \text{ sujet à } \sum_{j=1}^n \varepsilon_j = 0 \quad (1.79)$$

Quand il s'agit de déterminer la valeur du coefficient c , il faut prendre en compte plusieurs facteurs dont la géométrie de la zone d'injection et la nature de l'essai.

$$c = \frac{2\pi L}{\ln\left(\frac{2L}{D}\right)} \quad (1.80)$$

qui est une forme simplifiée de la formule dite de l'ellipsoïde

Sinon, pour $1 < L/D < 8$,

$$c = 2\pi D \sqrt{\frac{L}{D} + \frac{1}{4}} \quad (1.81)$$

Cette formule est mieux connue sous la formule dite de la sphère. D'où:

$$C = \frac{c}{S_{inj}} = \frac{8D}{d^2} \sqrt{\frac{L}{D} + \frac{1}{4}} \quad (1.82)$$

Pour un essai en bout de tubage (CAN/BNQ 2510-130, 1988), l'eau est injectée dans le sol par une ouverture de diamètre D et le coefficient de c vaut (Taylor, 1948):

$$c = 2,75D \quad (1.83)$$

Dans le calcul de la valeur du coefficient c , même si la géométrie de la zone d'injection est connue, cette dernière risque d'être modifiée par les opérations de forage, de lavage, d'installation du piézomètre, de développement et par divers effets pariétaux (Ramey 1992). Cela aura une répercussion sur les valeurs de c qui sera donc approximative (Chapuis, 1999 Guide). L'essai de conductivité hydraulique livre une valeur de kc , donc une valeur de k approximative.

Il est recommandé, dès que l'essai de perméabilité in situ est terminé, de tracer en premier lieu le graphique des vitesses Z versus dZ/dt . Si on obtient une courbe ou une ligne brisée, cela voudra dire qu'il y a une erreur d'évaluation du niveau piézométrique, un défaut de scellement ou un claquage hydraulique (Chapuis et al. 1981). Sinon, il faut que le prolongement de ligne droite intercepte l'axe des Z à la valeur 0. Si ce n'est pas le cas, cette valeur H_0 représentera l'erreur piézométrique due soit à un court circuit hydraulique soit à une erreur d'estimation du niveau pendant le forage (Chapuis et al. 1981).

3.2.3 Échantillonnage de l'eau dans le roc

De nos jours, tous les programmes d'assurance qualité ainsi que les directives environnementales exigent que les puits soient purgés avant toute campagne d'échantillonnage d'eau. L'objectif de la purge des puits et des piézomètres est d'obtenir un échantillon d'eau qui ne soit contaminé ni par les conditions créées par le puits ni par le trou de forage. Parmi les facteurs qui peuvent contaminer les échantillons d'eau, on cite l'oxygène dissous provenant du puits, le pH élevé causé par la chaux présente dans le coulis de ciment utilisé pour sceller le puits ou encore une augmentation de la turbidité de l'eau causée par un gradient appliqué trop élevé qui entraîne des particules fines, argileuses.

Aussi, il faut noter que la purge n'est pas la première étape à réaliser. Juste après le forage, l'installation des piézomètres et le murissement du ciment et de la bentonite (scellement des piézomètres), on procède au développement du puits. Cela permet l'extraction de l'eau de forage et des fines particules qui ont échoué au fond du puits pendant le forage.

Pour beaucoup de professionnels du forage et des puits d'eau, la crépine est assimilée au "cœur du puits" et la zone filtre au "poumons". Par le développement du puits, on permet au cœur de battre et aux poumons de respirer car le sol filtre et la crépine peuvent être obstrués par un mélange de fluide de forage et de fines particules de sol et de matières utilisées lors du scellement.

Dans un premier temps, on lave les piézomètres dans le roc en y injectant de l'eau au niveau de la crépine et en la faisant circuler jusqu'à ce que l'eau qui ressort par le haut du tube devienne claire. Ensuite, on pompe, à faible débits, pendant une longue période (en moyenne entre 10 h et 15 h) afin d'extraire l'eau de forage et de lavage injectée dans le piézomètre. Notons que l'eau de forage peut se déplacer dans la formation géologique: c'est pour cela que le pompage est effectué pendant une longue période afin de pouvoir récupérer cette dernière. Le pompage se poursuit jusqu'à la stabilisation des paramètres de l'eau et notamment le pH, la température et la conductivité électrique (salinité).

Purger les piézomètres reste toutefois nécessaire avant tout échantillonnage d'eaux souterraines. L'eau stagnante dans le piézomètre au-dessus de la zone crépinée doit être pompée: cette eau ne circule pas et n'est pas renouvelée. Elle ne représente pas l'eau souterraine présente dans la formation géologique. Aussi, il peut se produire des infiltrations d'eau provenant de formations

géologiques différentes de celle visée: c'est généralement dû à des défauts de scellement. Cette eau doit aussi être extraite.

La purge peut se faire selon trois méthodes: pomper des volumes fixes d'eau (4 à 6 fois le volume du puits) avec d'importants débits, purger jusqu'à stabilisation des paramètres (pH, température, conductivité,...) ou faire de la micropurge en pompant à faible débits et en minimisant le rabattement de la nappe (Puls et Barcelona, 1986).

Les trois méthodes ont été testées et la dernière méthode (faible débit et faible rabattement) a été retenue par l'ASTM (D6771, 2006) car les deux premières méthodes ont montré leurs limites. Quand on purge à hauts débits, on mélange l'eau circulant à travers la crépine avec l'eau qui stagne dans le tube du piézomètre. Cela induit la dilution de l'échantillon à analyser (Robin et Gillham, 1987). De plus, on risque d'assécher partiellement ou totalement la crépine causant ainsi l'agitation, l'aération et l'oxydation de l'eau à échantillonner d'une part et d'autre part on risque d'endommager la zone filtre et la matrice de l'aquifère.

Le détail de l'opération de purge et d'échantillonnage est développé dans une prochaine section du document (Chapitre 4).

Notons qu'on traite dans cette section de l'échantillonnage dans le roc. Cette démarche ne peut être généralisée à tous les piézomètres. Dans l'argile par exemple, et comme on l'expliquera dans le chapitre 4, il est déconseillé d'échantillonner de l'eau dans des piézomètres qui y sont installés.

3.2.4 Charges hydrauliques et notion de temps de réponse (Time Lag)

Quand on installe un piézomètre ouvert dans l'argile, plusieurs semaines voire mois sont nécessaires avant de voir le niveau piézométrique se stabiliser. C'est le temps nécessaire pour éliminer la différence de charge hydraulique entre le sol et l'intérieur du piézomètre. Ce délai a été exposé par Hvorslev (1951) et nommé temps de réponse « Time lag ». Il fut parmi les premiers à s'intéresser à ce phénomène. En traitant ce problème, Hvorslev considère l'argile parfaitement rigide, le problème est assimilé à un changement soudain des contraintes totales externes appliquées partout dans l'aquitard. Ces dernières modifient les pressions interstitielles pendant une courte période.

Selon Hvorslev (1951), le temps de réponse d'un piézomètre dépend des dimensions de l'appareil de prise de mesure (pressions)- le piézomètre dans notre cas- et est inversement proportionnel à la conductivité hydraulique du sol. Le délai « Time lag » peut être calculé par la formule ci-dessous:

$$T = \frac{V}{q} = \frac{AH}{FkH} = \frac{A}{Fk} = \frac{H \cdot S_{inj}}{ck} \quad (1.84)$$

F: Coefficient de forme (de la lanterne), cm

k: Conductivité hydraulique, cm/s

A: Aire de la section du piézomètre, cm²

Donc, pour un sol argileux caractérisé par une conductivité hydraulique de 10⁻⁷cm/s, le « Time lag » sera 10000 fois plus important qu'avec des sols silteux ou sablonneux (10⁻⁴cm/s). Le délai « Time Lag » étant inversement proportionnel à la conductivité hydraulique, donc plus la conductivité hydraulique est petite, plus le temps de réponse « Time Lag » est grand.

Chapuis (2005, 2009) a revisité la théorie de Hvorslev (1951). Il a traité des aspects non couverts par les hypothèses de Hvorslev. En plus du temps de réponse discuté précédent, il existe un délai dû à l'installation: c'est le délai nécessaire afin de restaurer les pressions interstitielles in situ après l'installation de ce dernier. Aussi, les contraintes ne varient pas instantanément de la même façon partout dans l'argile, il leur faut un certain temps pour s'y propager. Le piézomètre étant installé dans de l'argile, le niveau piézométrique autour de la zone filtre dépend des charges hydrauliques présentes et passées dans les aquifères se situant en dessus ou en dessous de l'aquitard étudié. Supposons que la charge hydraulique de l'aquifère soit constante, puis qu'elle change rapidement pour prendre une nouvelle valeur constante, différente de la première. A ce moment, il apparaît un long « Time lag » avant que le piézomètre ne donne le niveau piézométrique correct. Ce délai dépend des dimensions de la lanterne, du diamètre interne du tube, de la perméabilité de l'argile et du carré de la distance entre la lanterne et l'aquifère. Il devient donc pratiquement impossible de mesurer un niveau piézométrique dans l'argile.

3.3 Modélisations numériques

3.3.1 Écoulement et transport des ions

L'écoulement de l'eau dans les sols est un des plus importants aspects en géotechnique et géo-environnement. La complexité des systèmes hydrogéologiques et l'intervention de plusieurs paramètres et données font que la résolution des problèmes liés aux écoulements souterrains nécessite l'utilisation d'outils informatiques et mathématiques et de logiciels de modélisation numérique. Par définition, un *modèle* est une représentation simplifiée de la réalité qui a pour objectif de décrire le comportement des systèmes naturels. Cela peut aller du modèle conceptuel au modèle numérique en passant par les modèles géologiques, hydrogéologiques, mathématiques et physiques.

Généralement, la conception d'un modèle passe par plusieurs étapes: tout d'abord, il faut mettre au point un modèle conceptuel du système, ensuite, il est nécessaire de choisir le code et donc la formulation mathématique du problème. Ce choix a été, dans notre cas, porté sur Seep /W. Ce choix est justifié par l'analyse présentée dans l'article de Chapuis et al. (2001) où plusieurs scénarios d'écoulements et cas ont été testés et validés avec Seep/W. La géométrie du système à modéliser est ensuite définie. On détermine après les paramètres représentatifs décrivant les variations spatiales du système d'écoulement souterrain, les conditions aux limites et leurs variations dans le temps, les conditions initiales, le maillage et on effectue enfin les vérifications élémentaires. Après cette étape de conception du modèle, on effectue un calage de ce dernier en comparant les résultats aux données in situ et on finit par effectuer une analyse de sensibilité ou des prévisions. Les procédures pour rendre un modèle opérationnel sont présentées dans la figure 3.11.

Dans un document de l'Université de Neuchâtel, Cornaton et Perrochet (2007) résument l'approche numérique. Cette définition est assez complète, on a donc décidé de la présenter en intégralité:

''L'approche numérique est utilisée dans le cas général pour lequel la géométrie du domaine, son hétérogénéité paramétrique, les conditions aux limites et/ou le processus simule lui même rendent l'intégration exacte, ou la détermination d'une solution analytique, impossible. Les méthodes numériques les plus employées sont la méthode des différences finies (FDM) et la

méthode des éléments finis (FEM). Un modèle numérique associe une discrétisation du système réel en éléments géométriques (triangles, quadrangles, briques, prismes, tétraèdres,...) à une discrétisation des équations différentielles. L'assemblage de tous ces éléments discrets (intégration de la contribution de chacun des éléments sur le domaine) donne lieu à un système algébrique d'équations linéaires (système matriciel) dont la résolution nécessite l'inversion de matrices dont la taille dépend du nombre d'éléments utilisés dans le modèle (nombre de nœuds). Il s'agit ici d'une limitation majeure des techniques numériques du fait de leur dépendance aux ressources informatiques disponibles (vitesse du processeur, mémoire vive disponible). A l'opposé des méthodes analytiques, les modèles numériques nécessitent en général beaucoup plus de temps pour être mis en place et utilisés``

Pour ce projet, on utilise la suite Geostudio 2007 et notamment Seep/W et CTran/W. Ces deux logiciels sont utilisés pour la modélisation par éléments finis des écoulements de fluide, des pressions interstitielles dans les milieux poreux, et du transport des contaminants.

Pour modéliser un système d'écoulement en régime permanent, 9 étapes indispensables sont nécessaires: la création d'une géométrie de base, la génération d'un maillage en éléments finis, la définition du type de problème, la définition des conditions aux limites, la définition des paramètres d'écoulement, la définition des points d'observation, le lancement de la simulation, la visualisation des résultats et le calcul des flux et bilans hydrologiques.

Les données nécessaires à la modélisation ont été déterminées au laboratoire ou lors des essais in situ. Les résultats des analyses chimiques et isotopiques de l'eau seront utilisés dans la modélisation du transport des ions dans CTran/W. Les quelques données manquantes ont été déduites de la littérature existante.

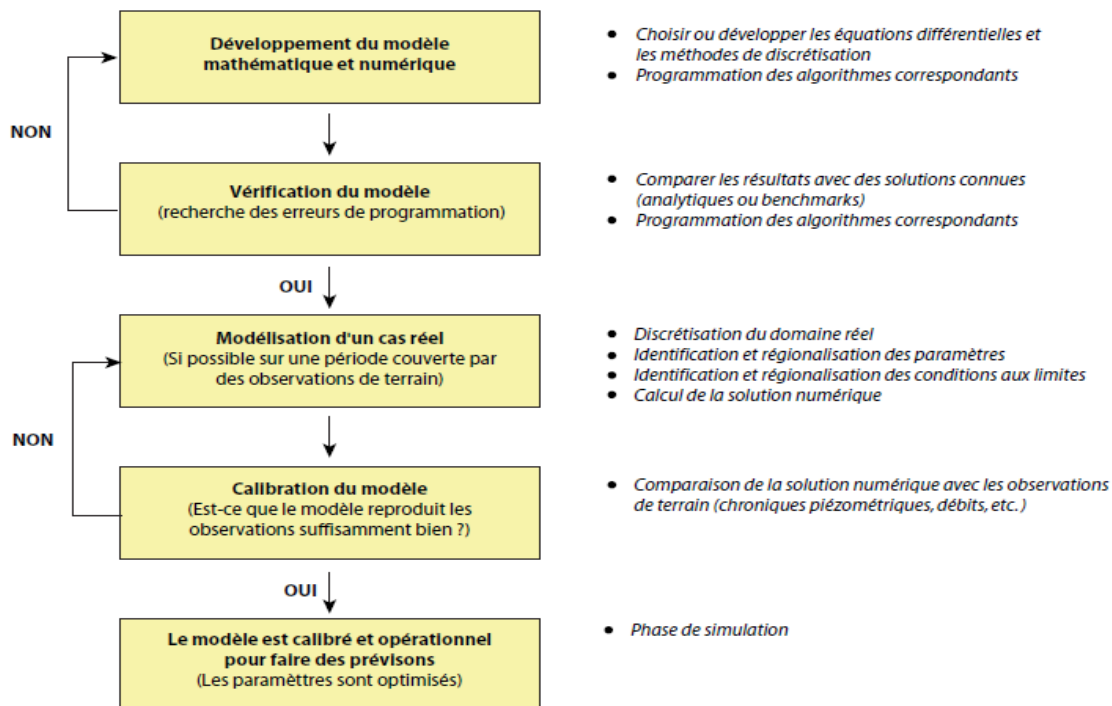


Figure 3.11: Procédure pour rendre un modèle opérationnel (Cornaton et Perrochet 2007)

3.3.2 Différentes méthodes pour déterminer les dispersivités

Un des paramètres physiques qu'on a encore du mal à déterminer dans la modélisation du transport des contaminants dans des milieux poreux est la dispersivité. L'étude de ce paramètre a été le cœur de plusieurs recherches depuis ces deux dernières décennies. Les coûts élevés des essais in situ et au laboratoire ainsi que le manque de données de terrain constituent les principaux obstacles auxquels font face la plupart des chercheurs.

Définir et estimer les valeurs des dispersivités à utiliser dans les simulations et modélisations numériques est un exercice qui nécessite beaucoup de précautions et d'attention vu les répercussions qu'une mauvaise estimation de ces valeurs peut avoir sur les résultats obtenus. Dans la majorité des articles et publications consultées, il apparaît que les valeurs de la dispersivité dépendent de l'échelle d'observation durant l'essai.

En se basant sur des essais in situ, on constate que plus l'échelle d'observation est grande, plus la dispersivité augmente. Notons que l'échelle d'observation est définie comme étant la distance entre la source et le point d'observation. Par exemple, les valeurs de la dispersivité obtenues à partir d'essais de traceur conduits à une échelle locale (quelques mètres) ont tendance à être

inférieures à celles obtenues à partir d'observations de traceurs environnementaux (sur plusieurs kilomètres). Aussi, on note qu'il y a une légère différence entre les dispersivités obtenues dans des média poreux et fracturés.

En général, la dispersivité dans la direction de l'écoulement de l'eau est supérieure à la dispersivité dans la direction perpendiculaire à l'écoulement. La dispersivité dans la direction de l'écoulement est nommée α_L dispersivité longitudinale alors que dans la direction perpendiculaire, la dispersivité α_T est nommée dispersivité transversale.

Cet exercice vise à exposer quelques méthodes qu'on pourra utiliser pour évaluer les deux dispersivités, longitudinales et transversales, pour l'argile, le till et le roc avant tout calage numérique.

Différentes approches permettant d'estimer la valeur des dispersivités existent. Certaines se basent sur les propriétés géotechniques des média (coefficient d'uniformité, porosité, diamètre effectif, courbe de rétention d'eau...) alors que d'autres estiment que la dispersivité dépend de l'échelle d'observation.

3.3.2.1 La méthode de Gelhar et al. (1992)

Gelhar et al. (1992) ont constitué une revue critique d'observations de dispersivités provenant de 59 sites. Des informations concernant les types d'aquifères, les propriétés hydrauliques, la nature de l'écoulement, le type de réseaux d'observation, la méthode d'interprétation des données et les échelles d'observation des dispersivités longitudinales et transversales à partir des différentes sources ont été compilées. Ces informations ont servi à classer ces données en trois classes selon leur fiabilité. 106 valeurs de dispersivité longitudinale allant de 0.01m à 5500 m à des échelles variant de 0.75 m à 100 km ont été obtenues.

Les résultats de ces observations ont permis d'obtenir la figure 3.12 ci-dessous:

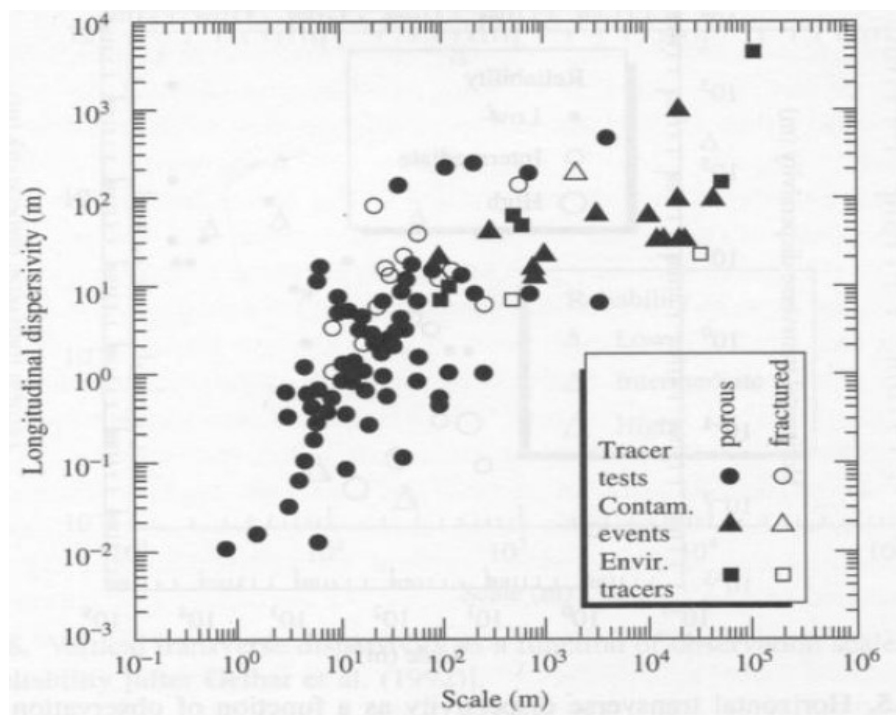


Figure 3.12: Dispersivité longitudinale versus échelle d'observation, identifiée par le type d'observation et le type d'aquifère [d'après Gelhar et al. 1992]

On constate clairement que la dispersivité longitudinale augmente avec l'échelle d'observation. Une des originalités de cette approche est que ces essais ont été menés sur des aquifères « poreux » et « fracturés ». Pour ces deux types d'aquifères, les mêmes tendances se dégagent. On remarque que les valeurs de dispersivité obtenues à partir d'essais de traceur, généralement conduits à une échelle locale, ont tendance à être plus petites que celles obtenues à plus grande échelle. C'est le cas des traceurs environnementaux. On remarque aussi qu'il y a une différence entre les données obtenues dans un milieu poreux et dans le roc fracturé.

Il est à noter que cette figure 3.12 est devenue une référence dans la littérature quand il s'agit d'estimer la dispersivité longitudinale afin d'effectuer de la modélisation numérique et de la simulation de transport de contaminants.

Malgré la popularité de cette figure depuis sa publication en 1985 par Gelhar et al., les mêmes auteurs ont publié en 1992 un article où ils expliquent que l'utilisation des résultats apparaissant dans la figure 3.12 n'est appropriée que si on prend en compte la fiabilité des données utilisées. Leur raisonnement est basé sur le fait que les différentes caractéristiques des aquifères dans

lesquels les essais ont été conduits et les différentes méthodes d'interprétation des résultats font qu'il est important de s'assurer de la fiabilité de chaque donnée utilisée pour construire la figure.

En se basant sur des critères prédéfinis, ils ont pu produire la figure 3.13 ci-dessous:

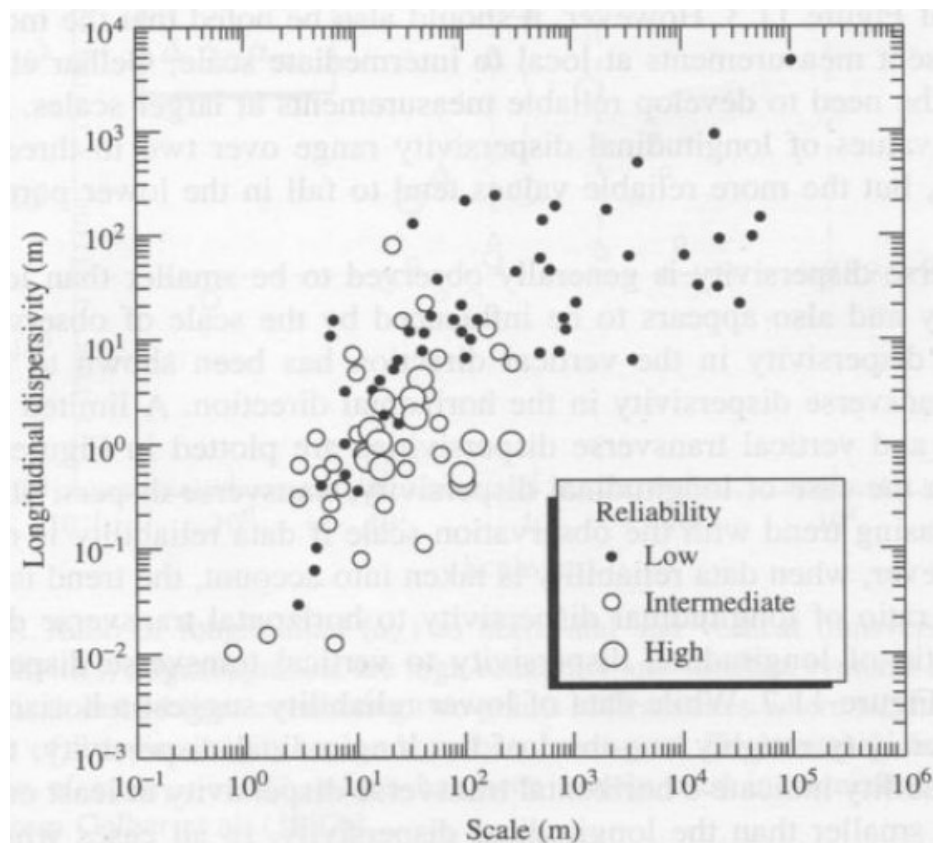


Figure 3.13: Dispersivité longitudinale versus échelle d'observation, données classées par degré de fiabilité [d'après Gelhar et al. 1992]

Les données ont été classées en trois degrés de fiabilité: basse, moyenne et haute.

On remarque que cette figure est identique à la figure 3.12 mais cette fois, les données sont classées en termes de fiabilité et non en fonction de la nature du média et de la méthode d'essai.

On note que les résultats les plus fiables sont obtenus à des échelles locales et intermédiaires.

Une fois la dispersivité longitudinale déterminée à l'aide des figures ci-dessus, Gelhar et al. (1992) ont développé le même type de figures mais cette fois pour la dispersivité transversale.

La dispersivité transversale est généralement plus petite que la dispersivité longitudinale et dépend aussi de l'échelle d'observation. La dispersivité transversale dans la direction verticale est inférieure à la dispersivité transversale dans la direction horizontale. Les figures 3.14 et 3.15 ci-

dessous présentent les résultats pour la dispersivité transversale verticale et horizontale. On remarque que la dispersivité longitudinale et la dispersivité transversale augmentent avec l'échelle d'observation.

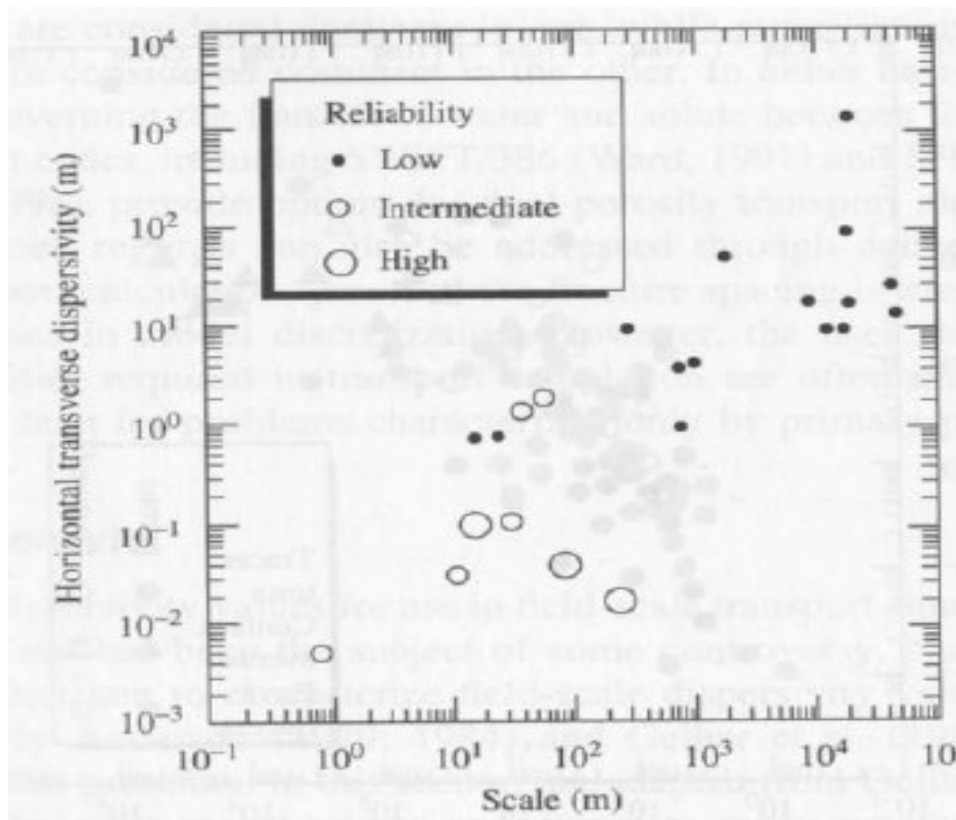


Figure 3.14: Dispersivité transversale (horizontale) versus échelle d'observation, données classées par degré de fiabilité [d'après Gelhar et al. 1992)

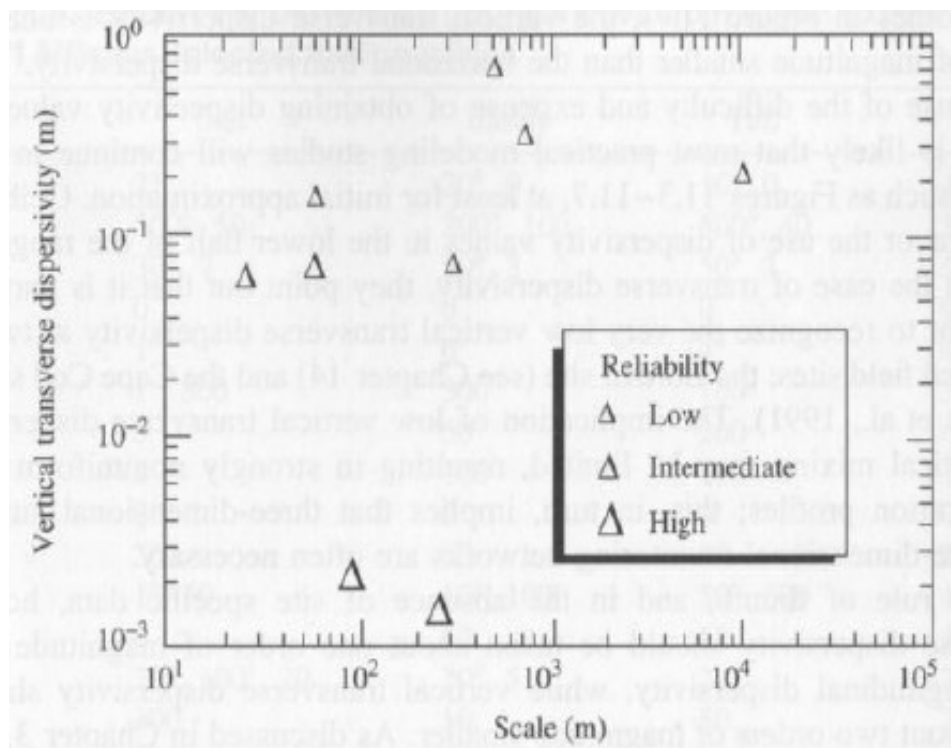


Figure 3.15: Dispersivité transversale (verticale) versus échelle d'observation, données classées par degré de fiabilité [d'après Gelhar et al. 1992]

3.3.2.2 Autres approches proposées

Domenico et Schwartz (1998) se basent sur l'approche et les résultats de Gelhar et al. (1992). Ils ajoutent que les hétérogénéités à l'échelle macroscopique créent une variabilité de la vitesse à l'échelle locale et contribuent à la dispersion. Ils constatent aussi que la dispersivité macroscopique est au minimum deux ordres de grandeur plus grande que la dispersivité dans une colonne au laboratoire.

Comme pour Gelhar et al. (1992), d'autres auteurs ont lié la dispersivité longitudinale à l'échelle d'observation et à la longueur du trajet d'écoulement de l'eau souterraine. Rappelons que pour Gelhar et al. (1992):

$$\alpha_L = 0.1 \cdot L \quad (1.85)$$

L: Longueur du trajet d'écoulement de l'eau souterraine (m)

Pour $L < 3500\text{m}$, Neuman (1990) proposa

$$\alpha_L = 0.0175 \cdot L^{1.46} \text{ pour } L < 100 \text{ m} \quad (1.86)$$

$$\alpha_L = 0.32 \cdot L^{0.83} \text{ pour } L > 100 \text{ m} \quad (1.87)$$

Xu et Eckstein (1995) ont développé une méthode statistique qui donne:

$$\alpha_L = 0.83 \cdot (\log L)^{2.414} \quad (1.88)$$

On constate que pour toutes les équations proposés (Éqs. 1.52 à 1.55), la dispersivité longitudinale est reliée à l'échelle d'observation.

3.3.2.2.1 Méthode proposée dans CTRAN/W

Pour un écoulement à une dimension, la dispersion hydrodynamique D est définie comme:

$$D = \alpha v + D^* \quad (1.89)$$

α : Dispersivité (L)

v : Vitesse de Darcy (L/T)

D^* : Coefficient de diffusion moléculaire (L²/T)

La dispersivité est le ratio du coefficient de dispersion hydrodynamique divisé par la vitesse de l'eau dans les pores. Typiquement, les dispersivités varient entre 0.1 m et 100 m dépendamment si on se trouve dans un essai de laboratoire ou in situ.

En utilisant CTRAN/W, et si le coefficient de diffusion moléculaire D^* n'est pas défini, la dispersion peut être prise égale à la diffusivité dans les directions longitudinale et transversale.

3.3.2.2.2 Le point de vue de Fetter (1993)

Fetter (1993) confirma l'approche de Gelhar et al. (1992) et proposa la relation $\alpha_L = 0.1 \cdot L$ pour obtenir l'ordre de grandeur de la dispersivité longitudinale. Donc si la simulation est faite dans une colonne d'un mètre au laboratoire, $\alpha_L = 0.1 \cdot m$ et si on simule le transport dans un aquifère (1 km), $\alpha_L = 100m$.

3.3.2.2.3 L'approche de Xu et Eckstein (1997)

Xu et Eckstein (1997) affirment que la dispersivité est un paramètre hydrodynamique dépendant du milieu, qui caractérise la dispersion du soluté dans un milieu poreux. Leur étude avait pour but d'analyser les relations entre la dispersivité et d'autres propriétés physiques caractéristiques des milieux poreux élastiques. Des données de 113 essais sur colonnes ont servi pour le calcul des corrélations simples et multiples, afin de classer par ordre d'importance les facteurs influençant la dispersivité et les propriétés physiques, comme la porosité, la perméabilité et la granulométrie, définie par la taille médiane et la taille réelle des grains et du coefficient d'uniformité. C_u .

La porosité et l'uniformité de la taille des grains sont les deux facteurs prépondérants influant sur les valeurs de la dispersivité. La dispersivité est proportionnelle au coefficient d'uniformité et est inversement proportionnelle à la porosité. La dispersivité est aussi proportionnelle à la taille médiane des grains d'un matériau clastique uniforme, lorsque $C_u < 2$. Toutefois, dans les matériaux plus étalés ($C_u > 2$), l'effet de la taille médiane des grains sur la dispersivité diminue progressivement et disparaît même.

Pour $C_u = 1$, il apparaît que la taille médiane des grains est significative à tous les niveaux alors que k peut être retirée des calculs.

$$\alpha_x = 0.46 + 0.85 \cdot d_{50} \quad (1.90)$$

Pour $C_u < 2$, C_u et d_{50} contribuent significativement aux équations de régressions multiples et doivent faire partie du modèle.

$$\alpha_x = -3.15 + 0.85 \cdot d_{50} + 3.55 C_u \quad (1.91)$$

$$\text{Pour } C_u < 3, \quad \alpha_x = -2.17 + 0.81 \cdot d_{50} + 2.73 C_u \quad (1.92)$$

$$\text{Pour } C_u < 4, \quad \alpha_x = -2.75 + 4.08 C_u \quad (1.93)$$

On constate qu'il est possible de déterminer la valeur de la dispersivité longitudinale à partir de quelques propriétés géotechniques des sols.

3.3.2.2.4 Méthode proposée par Schulze-Makuch (2005)

Des dispersivités longitudinales ont été recueillies à partir de 109 différentes études publiées et réalisées dans différents types de média géologiques. Les données ont été subdivisées en 3 catégories: des dispersivités pour les média consolidés (basalte, granite, roches carbonatés) et pour des sédiments non consolidés qui à leur tour ont été classés en 3 degrés de fiabilité.

Les données recueillies et compilées donnent aux praticiens dans le domaine des eaux souterraines un guide préliminaire pour estimer la dispersivité à différentes échelles d'observation.

Basé sur ces données, les dispersivités longitudinales obtenues à partir des différents essais de laboratoires, des essais d'aquifères et des modèles numériques ont été tracées versus l'échelle d'observation pour chaque média géologique (Figure 3.16).

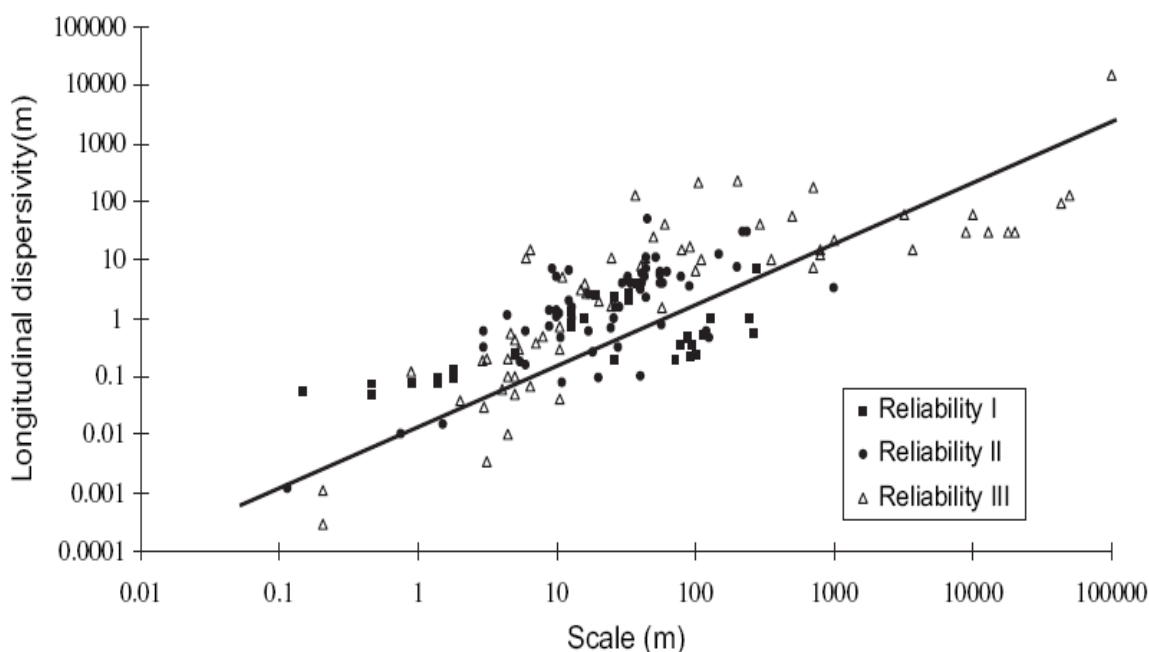


Figure 3.16: Dispersivité longitudinale versus l'échelle d'observation

(d'après Schulze-Makuch, 2005)

On remarque que la dispersivité longitudinale augmente exponentiellement avec l'échelle d'observation. La figure 3.17 ci-dessous montre la même tendance avec les média consolidés.

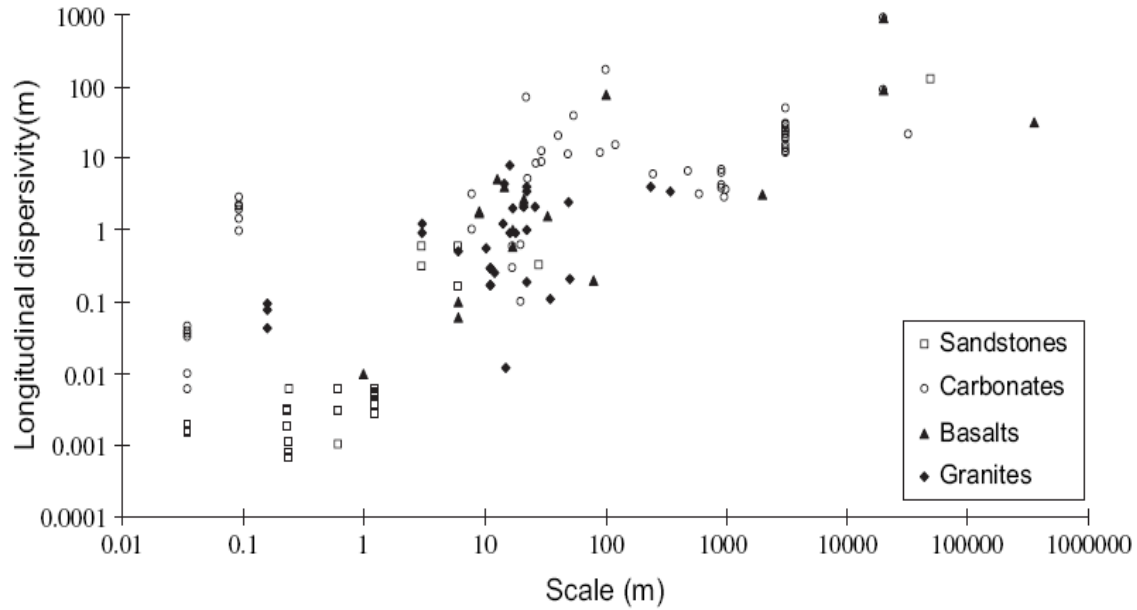


Figure 3.17: Dispersivité longitudinale versus l'échelle d'observation pour des média consolidés (Schulze-Makuch, 2005)

Les auteurs justifient ce phénomène par le fait que plus le traceur se déplace à travers le média géologique, plus il rencontre des hétérogénéités et plus la dispersivité augmente avec l'échelle d'observation.

A partir de ces observations, la relation suivante a été trouvée et relie directement la dispersivité longitudinale à l'échelle d'observation.

$$\alpha = c(L)^m \quad (1.94)$$

α : Dispersivité, m

L: Distance parcourue par le fluide, m

m: Exposant d'échelle (pente de la droite log-log)

c: Caractéristique du média géologique définie comme étant la dispersivité longitudinale d'un média spécifique après avoir parcouru la distance d'un mètre.

Les constantes c et m peuvent être trouvées dans le tableau 3.1 ci-dessous:

Tableau 3.1: Valeurs des constantes c et m selon la nature du milieu géologique. [Extrait de Schulze-Makuch 2005]

Scaling Behavior of Longitudinal Dispersivity in Unconsolidated Sediments							
Type of Medium	N^1	n^2	Slope of Exponent, m	Regression coefficient ³	95% Confidence Interval about Mean	c^4	Upper Bound ⁵ (m)
Unconsolidated (all reliabilities)	156	62	0.81	0.77	0.11	0.085	none
Unconsolidated (reliabilities I and II only)	146	55	0.94	0.74	0.14	0.063	2000
Unconsolidated (reliability I only)	93	31	0.70	0.67	0.15	0.112	none or >1000
Unconsolidated (reliability I only)	32	10	0.44	0.71	0.15	0.20	none or >100

Scaling Behavior of Longitudinal Dispersivity in Consolidated Rocks							
Type of Medium	N^1	n^2	Slope of Exponent, m	Regression Coefficient ³	95% Confidence Interval about Mean	c^4	Upper Bound ⁵ (m)
Sandstones	29	9	0.92	0.88	0.77	0.01	none or >10,000
Carbonates	54	19	0.40	0.74	0.09	0.80	none or >10,000
Basalts	17	8	0.61	0.75	0.23	0.15	none or >10,000
Granites	41	11	0.51	0.53	0.13	0.21	none or >100

Selon les 307 données analysées, l'exposant d'échelle m moyen est d'environ 0.5. Pour cette constante, il n'y pas d'influence de la nature du média sur les valeurs. Le paramètre c varie entre 0.01 m pour les sédiments non consolidés et 0.8 m pour les roches carbonatées.

3.3.2.2.5 Méthode proposée par Al-Suwaiyan (1996)

Basé sur un modèle construit à partir de la méthode statistique des moindres carrés, un modèle reliant l'échelle d'observation et la dispersivité est proposé. Cette étude suggère de prédire un spectre de valeurs de dispersivité au lieu de déterminer des droites.

Des données collectées de la littérature sont assujetties à une analyse de régression et deux droites de moindres carrés représentant les limites inférieures et supérieures pour les dispersivités sont obtenues.

Cette méthode, comme le suggère son auteur, permet d'obtenir une valeur initiale des dispersivités et de déterminer une plage de valeurs de ces données pour calibrer les modèles numériques et simuler le transport des contaminants.

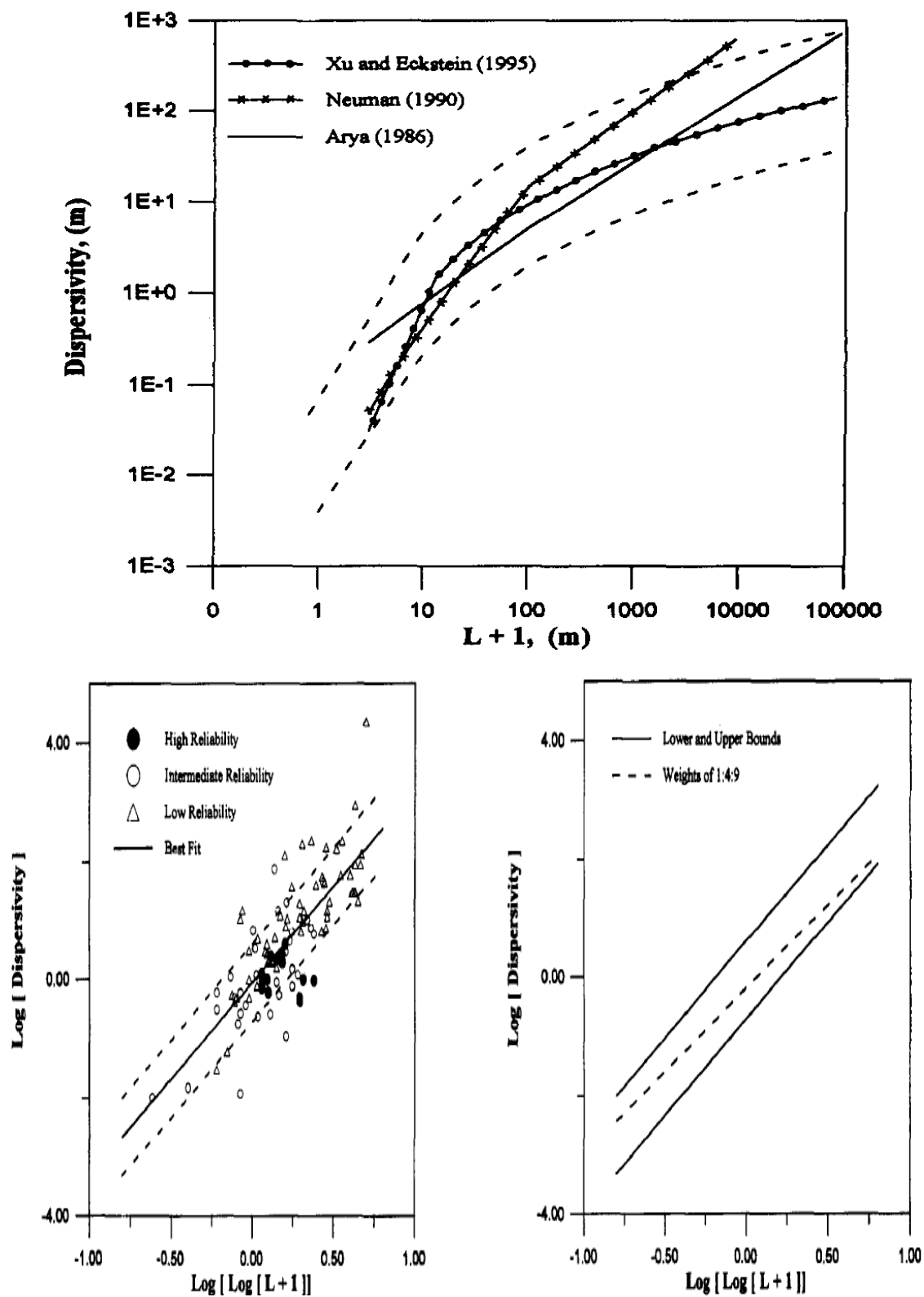


Figure 3.18: Méthodologie pour déterminer le spectre des dispersivités (Al-Suwaiyan, 1996)

Comme on aperçoit sur la figure 3.18 ci-dessus, à partir des résultats proposés par Xu et Eckstein (1995), Neuman (1990) et Arya (1996), on détermine une bande qui inclut les trois relations entre la dispersivité et l'échelle d'observation. Ensuite, on met ces données sur une échelle logarithmique et on les expose en termes de fiabilité. Enfin, on trace les limites inférieure et supérieure de cette bande. On estime que 80% des données présentées par les auteurs sont présentes dans le spectre proposé par Al-Suwaiyan (1996). Ce spectre prend en considération non seulement la qualité des données mais aussi leur fiabilité.

3.3.2.3 A propos de la dispersivité

A cause de la difficulté et des coûts élevés pour obtenir les valeurs de la dispersivité in situ, et afin d'obtenir des dispersivités pour les modélisations numériques, on va continuer à se baser sur des graphiques comme ceux exposés tout au long de ce document pour estimer les dispersivités, au moins pour une première approximation. Comme on peut le constater dans la figure 3.19 ci-dessous, les différentes méthodes donnent des résultats assez proches pour des échelles locales (ordre de grandeur entre 10^1 et 10^2 m). Par contre, plus l'échelle d'observation devient grande, plus on remarque que les données provenant des différentes méthodes s'éloignent.

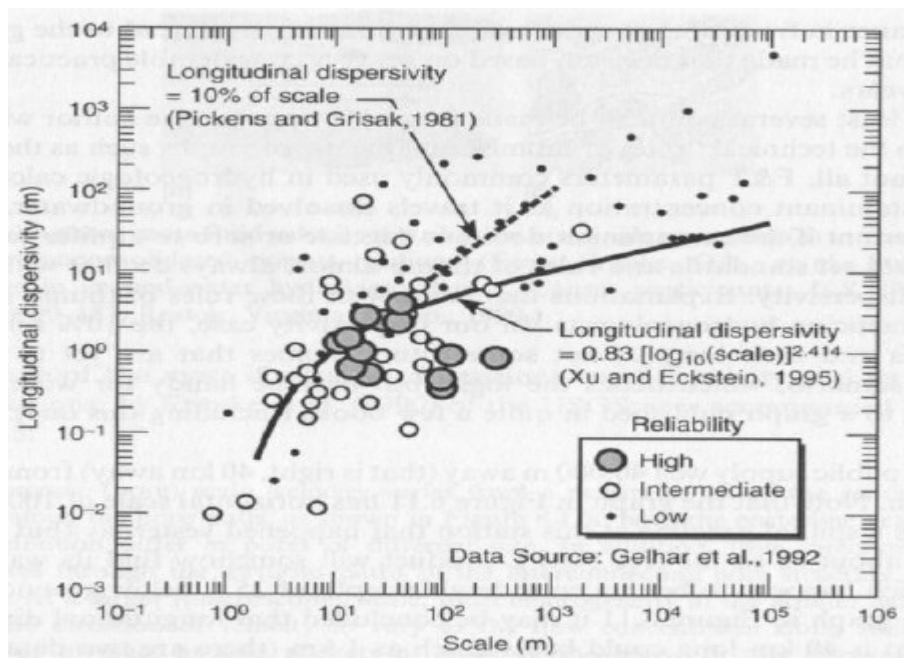


Figure 3.19: Comparaison entre différentes estimations des dispersivités

En plus des méthodes graphiques, on a vu qu'il existe des équations qui relient les valeurs de la dispersivité longitudinale à l'échelle d'observation. Ces méthodes ont été utilisées dans plusieurs cas et ont livré des résultats semblables aux méthodes graphiques.

Enfin, on a vu qu'il existe une méthode qui relie la dispersivité aux propriétés géotechniques des sols. Cette méthode semble intéressante mais on ne dispose pas d'assez d'information pour prouver sa validité. La méthode de Gelhar et al. (1995) reste la plus populaire dans la littérature scientifique consultée.

Comme règle générale, et dans l'absence de données spécifiques, la dispersivité transversale horizontale doit être prise un ordre de grandeur inférieure à la dispersivité longitudinale alors que la dispersivité transversale verticale est deux ordres de grandeur inférieure à la dispersivité longitudinale (Fetter 1993; Gelhar et al. 1995; Domenico et Schwartz 1997).

CHAPITRE 4 LE SITE ET LES RÉSULTATS DES ESSAIS

4.1 Localisation du site

La zone d'étude se situe au nord de la rivière des Mille-Îles au niveau de la ville de Lachenaie. Elle s'étend sur environ 6 km au nord en direction de l'autoroute 640 et comprend le site d'enfouissement de BFI et continue au nord jusqu'à la sablière ``Sables Thouin``. A l'Ouest, la zone d'étude commence au niveau de l'École secondaire des Rives à Lachenaie et s'étend vers l'Est en direction de la ville de Charlemagne (L'Arc-en-ciel School) (Figure 4.1).

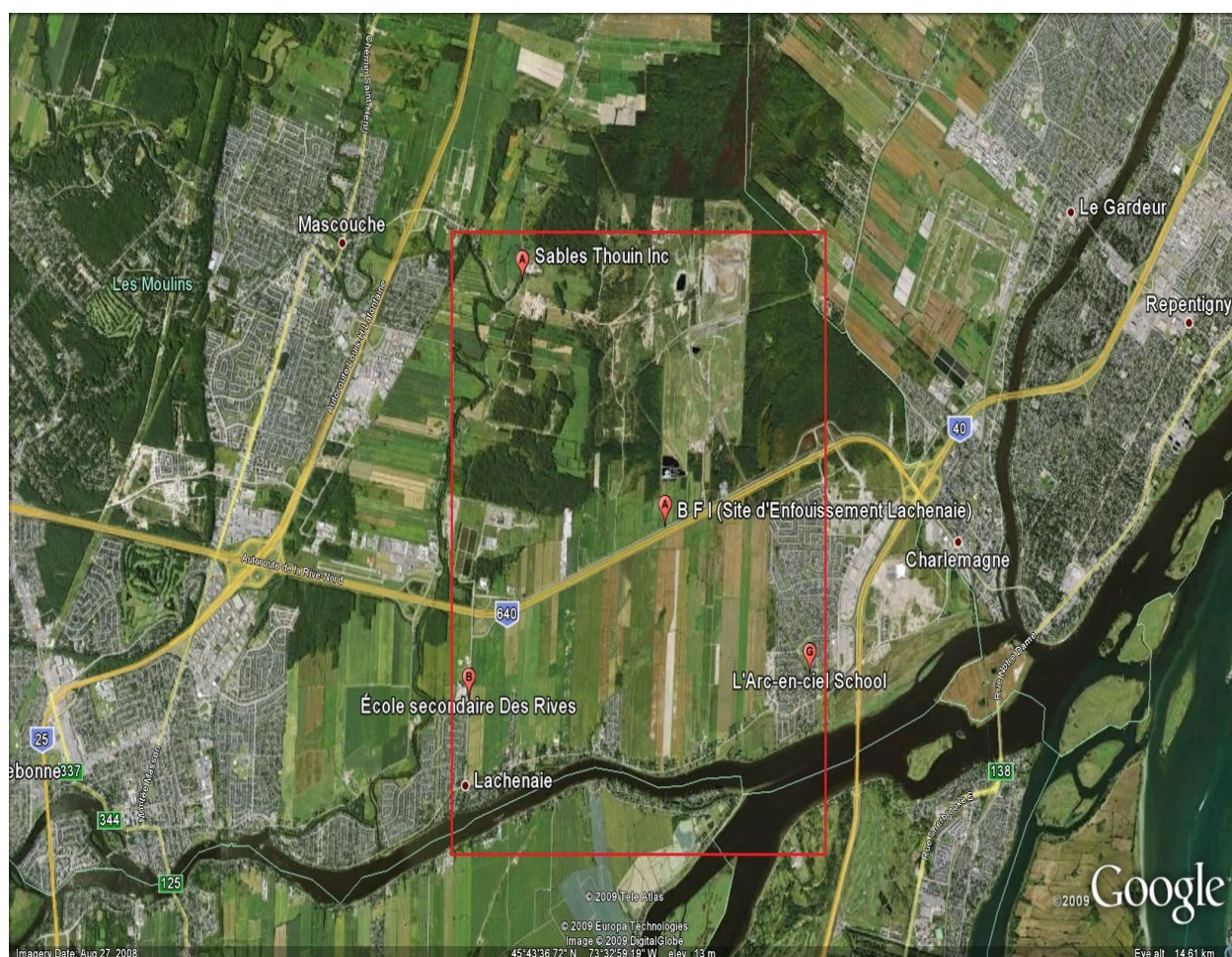


Figure 4.1: Localisation du site du projet (source: Google Map)

La géologie de la région étudiée est bien connue. Le rapport réalisé par Dion (1978) donne un aperçu détaillé sur la géologie de la région de Terrebonne-L'Assomption. En plus, les différents

logs réalisés lors de nos différentes campagnes de forages 2006, 2007 et 2008 permettent de dresser un portrait clair de la géologie du secteur à l'étude.

Socle rocheux

Les roches de la région de Lachenaie sont d'origine sédimentaire. Le socle est constitué de schiste argileux correspondant au shale d'Utica du Paléozoïque. Notons que ce dernier a été carotté à 9 reprises lors de la réalisation des neuf forages dans le roc.

Dépôts meubles

Les dépôts qu'on retrouve dans la zone d'étude sont caractérisés par leur importante épaisseur. Cette dernière peut atteindre jusqu'à 30 m par endroits. La couche d'argile Champlain constitue l'unité la plus épaisse. Elle est généralement recouverte d'une couche de sable - associée aux hautes terrasses d'origine glaciaire- de faible épaisseur. L'argile repose sur une couche de till qui repose directement sur le socle rocheux.

Dans la figure 4.2 ci-dessous, Bolduc et Ross (2001) présentent la carte des dépôts meubles de la région de Lachenaie. Les sites d'études du projet doctoral y sont indiqués. On remarque que les dépôts de surface sont de différentes natures et origines: dans les sites 1 et 6 par exemple, on retrouve des alluvions des terrasses fluviales (sables et graviers) alors que dans le site 4, on retrouve des sédiments fins d'eau profonde (argile silteuse).

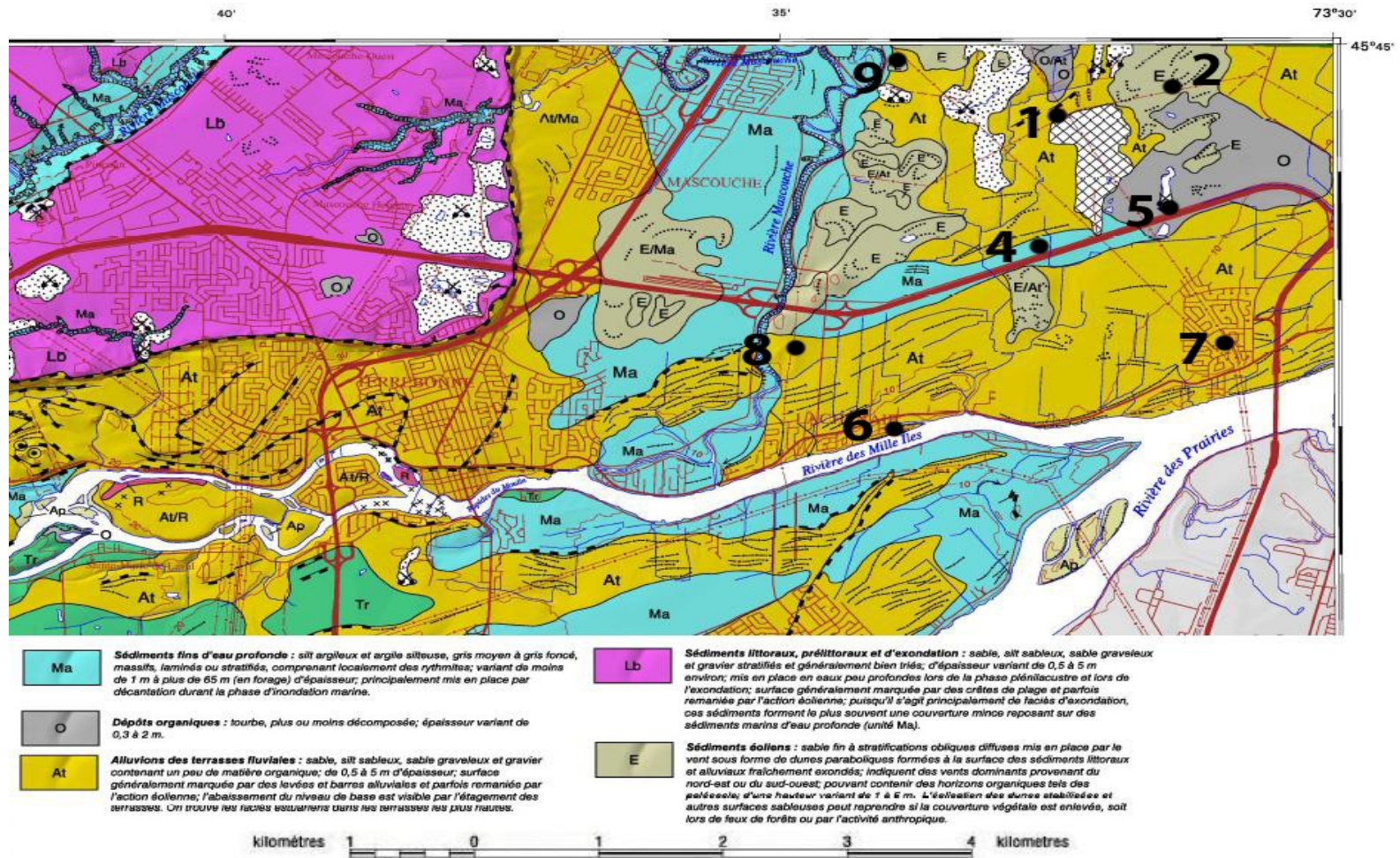


Figure 4.2: Dépôts meubles de la région de Lacheanie

(Modifié d'après Bolduc et Ross 2001)

4.1.1 Stratigraphie

D'après les diverses études réalisées sur le site de BFI et dans les sites voisins à ce dernier (GSI Environnement 2001) ainsi que les études menées tout au long de notre investigation de la zone d'étude, il apparaît que la stratigraphie est homogène à l'échelle des sites étudiés et est composée des unités suivantes:

- Une couche de terre végétale d'épaisseur inférieure à 20 cm. Cette dernière est discontinue car elle n'est présente que dans certaines zones.
- Une couche de sable d'environ 70 cm en moyenne recouvre dans la totalité des cas la couche d'argile. C'est un sable fin à grossier avec des traces de silt qui devient plus silteux à l'approche de la couche d'argile. Ce sont en général des sables littoraux ou prodeltas.
- La couche d'argile Champlain constitue l'unité la plus épaisse des dépôts trouvés sur le site. L'épaisseur de cette dernière peut atteindre jusqu'à 30 m dans certaines zones et notamment à la frontière nord du site BFI. Plus on se dirige vers le sud et notamment vers la rivière des Mille-Îles, plus l'épaisseur de l'argile diminue et atteint une épaisseur de 13 m environ (Site 06). L'argile est homogène avec des traces de matière organique et de coquillages par endroits.
- La couche de till est très variable selon les zones investiguées (GSI Environnement 2001). Son épaisseur est de 1.5 m au minimum et peut atteindre 5 m par endroits. Généralement, ce till est composé de sable (26% à 51%) et de silt (32% à 52%) avec des proportions variables de gravier (4 à 17%) et d'argile (moins de 10%) (Dion, 1978).
- Le socle rocheux est constitué de schiste argileux correspondant au shale d'Utica d'âge Ordovicien. Dans tous les forages réalisés dans le roc, ce dernier a été carotté sur une profondeur de 6 m.

Il est à noter que dans certaines études menées dans la même région, et on cite notamment le rapport de Dion (1978), il a été constaté, dans certains endroits, un horizon varvé de 30 à 40 cm d'épaisseur et qui constitue la transition entre l'argile et le till. Selon les résultats des analyses effectuées sur ce dernier, on y retrouve de 3% à 6% de sable, 52% à 54% de silt et 40% à 45% d'argile. Cet horizon n'a pas été rencontré dans nos forages.

Dans la figure 4.3 ci-dessous, on a superposé l'emplacement des 9 sites du projet sur la carte des dépôts de surface obtenue par Dion (1978). Les résultats sont concordants: en effet, dans les sites 1, 2 et 3, on a noté la présence d'environ 20 cm à 30 cm de tourbe en surface alors que dans le reste des sites, seule la couche de sable a été observée à la surface.

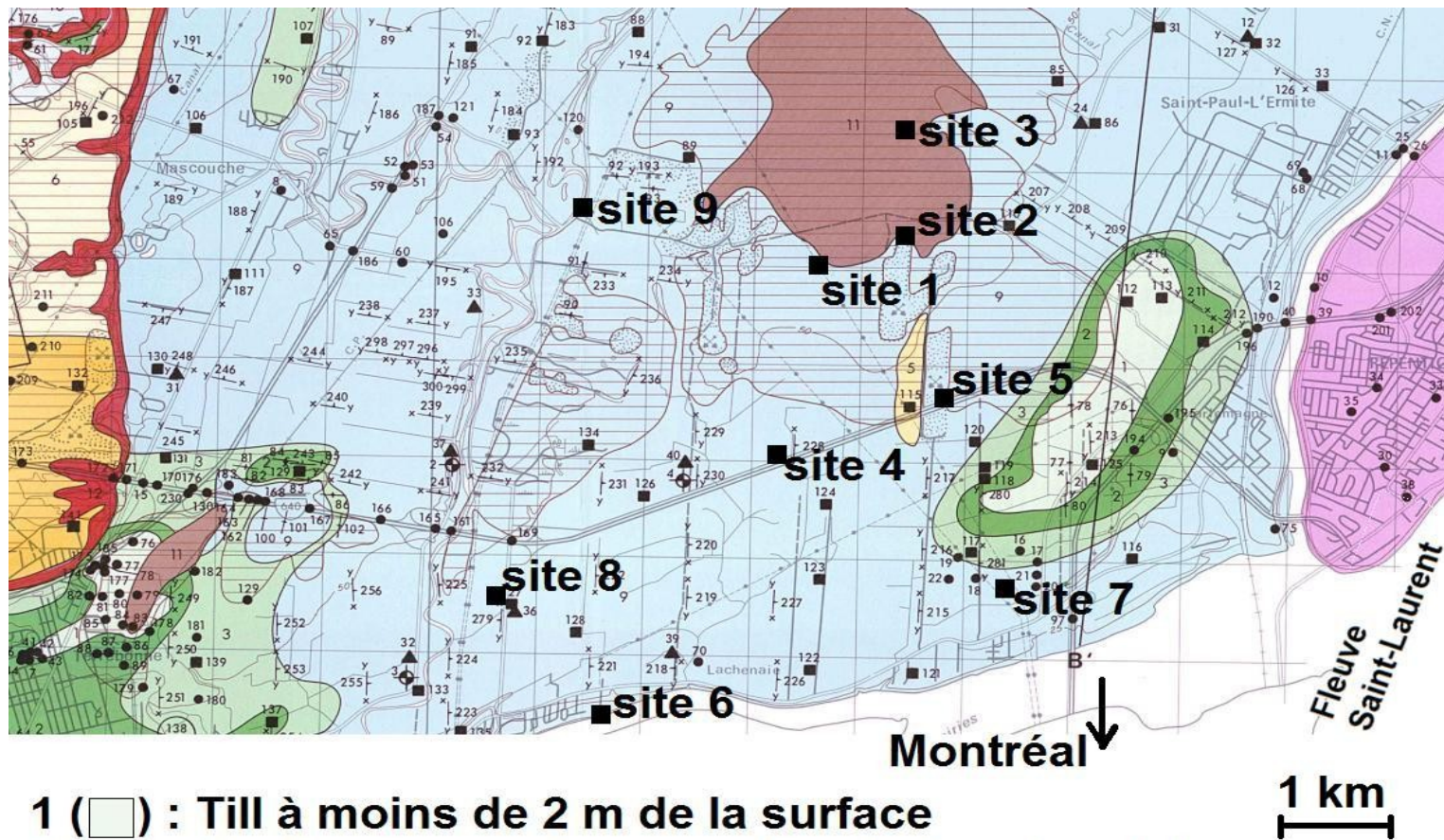


Figure 4.3: Dépôts de surface dans la zone d'étude (Dion, 1978)

4.1.2 Cartes et forages

Pendant la totalité de la durée du projet, il a été installé 27 piézomètres dans 9 sites différents (Figure 4.5). Sur chaque site, on retrouve un piézomètre installé dans le roc et deux piézomètres dans l'argile. Le premier se trouve dans le premier tiers de la couche d'argile alors que le second est placé dans le bas de la couche. Par contre, dans le site 8, on n'a installé qu'un seul piézomètre au centre de la couche d'argile, le second a été installé dans de la moraine.

Les sites 1 à 5 se trouvent sur les propriétés de BFI Lachenaie, le site 6 est à proximité de la bibliothèque de Lachenaie et au bord de la rivière des Mille-Îles, les sites 7 et 8 sont sur des terrains de la commission scolaire de Terrebonne alors que le site 9 se trouve à proximité de la sablière ``Sables Thouin Inc`` (Figure 4.5).

Les piézomètres en PVC sont descendus dans les trous de forages en les centrant et en prenant soin que le fond du trou soit atteint. Ensuite, on met en place la lanterne constituée de sable. Enfin, on scelle le trou avec en premier lieu un mélange de bentonite, ciment et sable et en second lieu, avec un coulis de bentonite. Une fois ces opérations achevées, on installe les couvercles de protection (Figure 4.4)

On note que dans les piézomètres installés dans l'argile, les diamètres du tube (51 mm) et de la crépine (31.75 mm) sont différents alors que dans le roc, ces diamètres sont identiques (51 mm).

Une fois l'installation des piézomètres achevée, on procède au nettoyage de ces derniers. Pour ce fait, on injecte de l'eau au niveau de la crépine à l'intérieur des piézomètres. Les débris encore présents dans les piézomètres sont évacués par le haut du tube. Une fois cette opération terminée, on pompe les piézomètres pour les vider de l'eau de lavage en prenant soin de ne pas assécher la crépine et créer une importante variation de charge hydraulique pouvant mener à des dommages au niveau de l'argile (fissures) et des piézomètres.

Pendant nos différentes campagnes de forage et d'échantillonnage, on a eu l'occasion de visiter plusieurs installations de pompage d'eau se trouvant dans les alentours des sites d'étude. L'absence de puits d'eau potable dans toute cette zone a attiré notre attention. En effet, tous les puits existants contiennent de l'eau à haute teneur en sels rendant ainsi son exploitation pour des fins agricoles ou sa potabilisation impossible

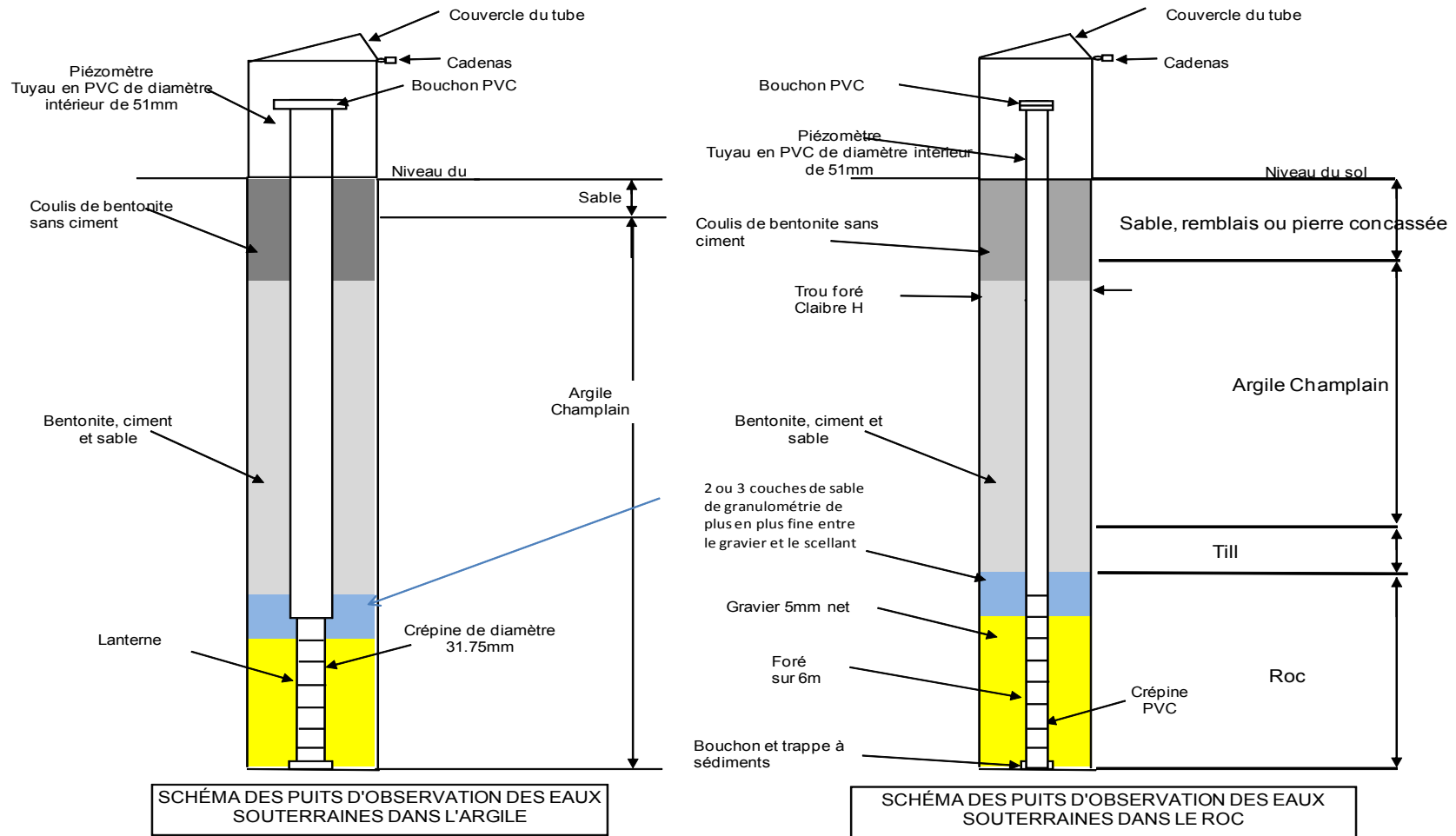


Figure 4.4: Schéma des puits d'observation des eaux souterraines dans l'argile et le roc

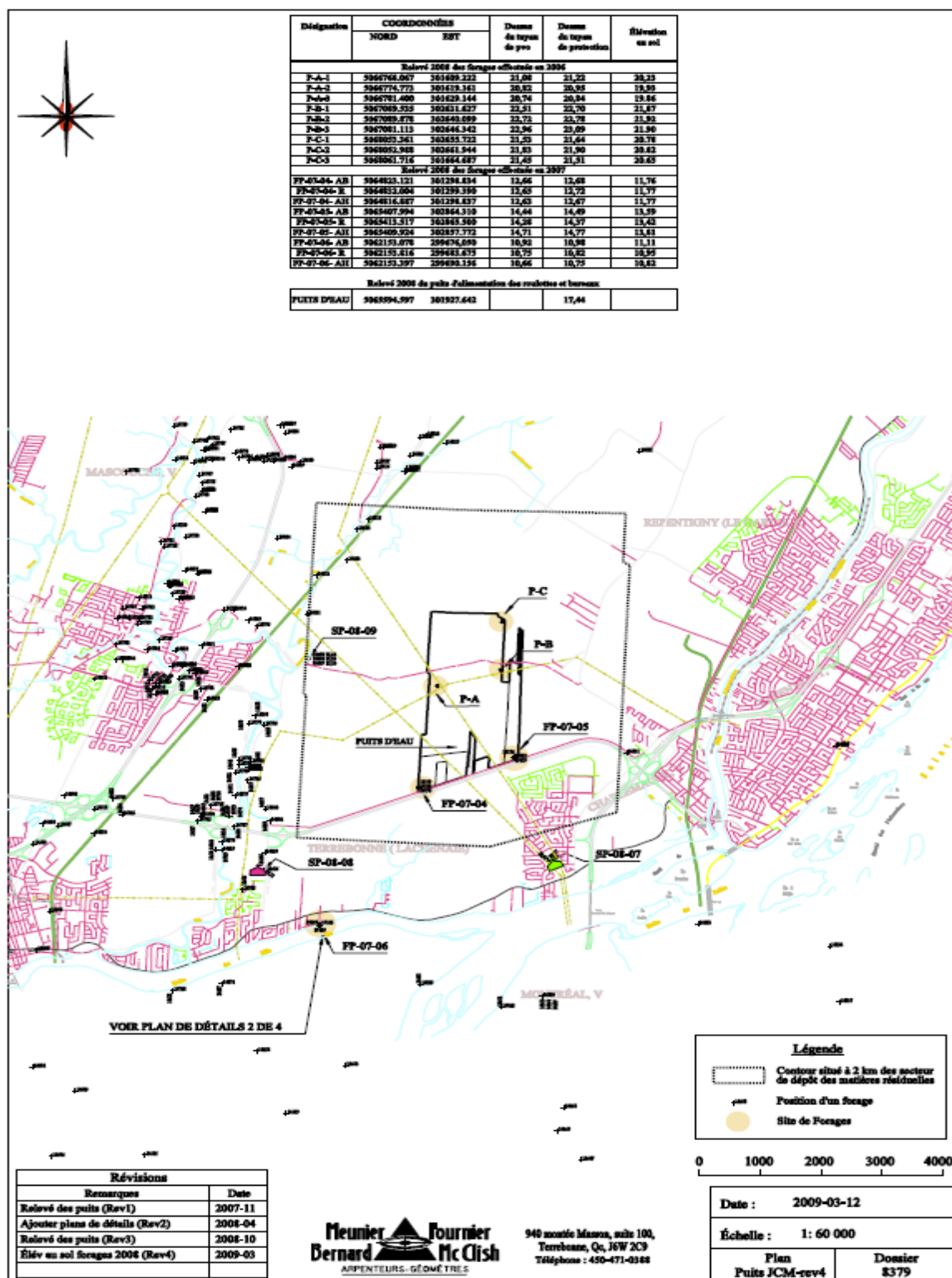


Figure 4.5: Emplacement des 9 sites abritant les forages

4.2 Minéralogie des sols

Afin de déterminer la minéralogie de l'argile et du roc, sept échantillons d'argile provenant des forages FP-06-02R et FP-07-06R et trois échantillons de roc provenant des forages FP-06-01R, FP-06-02R et FP-06-03R ont été analysés par diffractométrie des rayons X. Ces analyses ont été réalisées par l'unité de recherche et de service en technologie minérale de l'Université du Québec (URSTM) en Abitibi-Témiscamingue (UQAT).

Les résultats obtenus sont présentés dans les tableaux 4.1 et 4.2 ci-dessous sous forme de pourcentages massiques. Les diffractogrammes quant à eux sont mis en annexe 1.

Les résultats obtenus concordent parfaitement avec ceux de Lebus et al. (1982) et Lessard et Mitchell (1985) et que nous avons présentés dans la revue de littérature. En effet, la majorité des minéraux présents dans les argiles (jusqu'à 70%) sont quartzo-feldspathiques. 15% sont des feldspaths potassiques (microcline) et 35% sont des plagioclases (oligoclase). On n'a par contre pas pu séparer la muscovite, la séricite et l'illite par la DRX car les feuillets de ces derniers ne peuvent être distingués avec cette technique.

Notons que la minéralogie des argiles étudiées ne varie ni en fonction de la profondeur de l'échantillon ni d'un forage à un autre. Ce qui montre l'homogénéité de cette argile du moins par rapport à la minéralogie.

Aussi, la diffractométrie par rayons X ne permet pas de connaître le pourcentage de matières amorphes dans l'argile. On sait selon Locat et al. (1984), Lebus et Rissman (1979) et Quigley(1980) que la portion massique des phyllosilicates et des matériaux amorphes atteint jusqu'à 35% dans certaines argiles.

Dans le roc (Tableau 4.2), on remarque que la proportion de quartz est plus élevée que dans l'argile. La proportion de muscovite, séricite et illite est aussi plus importante dans le roc. Par contre, la proportion de chlorite tourne autour de 15%, ce qui est semblable aux argiles. On constate aussi la présence de plus de carbonates dans le roc et notamment dans le forage FP-06-03R où la proportion de dolomite atteint les 17%.

Tableau 4.1: Analyses semi-quantitatives par diffractométrie de rayons X sur des échantillons d'argile

	Echantillon: Forage/Profondeur(m)						
Phase minérale (%)	FP-06-02R/5,65	FP-06-02R/11,17	FP-06-02R/14,86	FP-06-02R/23,20	FP-07-06R/4,46	FP-07-06R/5,61	FP-07-06R/8,70
Quartz	11,61	16,31	11,85	11,7	11,42	12,97	13,78
Muscovite/Séricite/Illite	9,81	13,65	9,49	8,29	11,06	6,74	6,79
Chlorite	16,24	16,21	15,43	14,62	18,8	14,25	11,65
Actinotite	6,51	4,95	7,23	7,79	8,15	7,72	8,78
Calcite	1	4,55	1,46	1,4	1,38	0,85	0,34
Dolomite	2,29	0,29	2,46	2,22	3,85	3,23	0,94
Microline	16,53	14,93	15,52	15,33	11,27	17,27	17,62
Oligoclase	34,85	28,21	35,37	37,63	34,1	36,88	40,13
Portlandite	1,15	0,89	1,18	1,02			
Total (%)	99,99	99,99	99,99	100	100,03	99,91	100,03

Tableau 4.2: Analyses semi-quantitatives par diffractométrie de rayons X sur des échantillons de roc

	Echantillon: Forage/Profondeur(m)		
Phase minérale (%)	FP-06-01R/33	FP-06-02R/31	FP-06-03R/30
Quartz	40,16	37,61	31,83
Muscovite/Séricite/Illite	27,11	22,47	17,38
Chlorite	15,36	15,03	14,52
Calcite	2,55	2,5	2,14
Dolomite	2,14	4,23	17,71
Albite	10,61	14,69	14,33
Pyrite	1,41	3,46	2,08
Total (%)	99,34	99,99	99,99

Des essais ont été conduits dans notre laboratoire par Réginski (2009) afin de déterminer le pourcentage de matière organique présente dans l'argile étudiée. Pour cela, il a fait une série de pertes au feu. Les résultats obtenus montrent que l'argile comporte de 1 à 2% de matière organique (Annexe 6).

4.3 Quelques propriétés géotechniques des argiles

Les propriétés géotechniques des argiles Champlain ont longtemps été étudiées dans le passé. L'étendue de ces argiles sur le territoire Québécois et Ontarien a encouragé la recherche dans ce domaine.

Les argiles étudiées dans ce projet sont semblables aux argiles décrites par Leroueil et al. (1983) d'un point de vue granulométrique. En effet, selon leurs études, la fraction inférieure à 2 microns dans les argiles de la mer Champlain varie entre 20% et 60% du côté du bouclier Canadien alors qu'elle oscille entre 60% et 80% vers le centre du bassin. Les analyses granulométriques effectuées par la firme GSI Environnement et par notre équipe de projet (selon la norme ASTM D 422-63) sur les argiles de Lachenaie sont en parfait accord avec les résultats de Leroueil et al. (1983) (Figure 4.6). Le même constat est établi pour la densité des solides: sa valeur est en moyenne de 2.75 pour les argiles de l'Est du Canada selon ce même article, alors que pour l'ensemble des essais réalisés (30 essais pour déterminer la densité des solides selon la norme ASTM 854-02), on trouve une densité de 2.73 avec un écart type de 0.023. Aussi, on constate que la densité ne varie pas en fonction de la profondeur (figure 4.7).

Pour ce qui est des limites de liquidité, on constate que ces valeurs varient entre 40 et 70% alors que les limites de plasticité oscillent entre 20% et 27% (figure 4.8). Par contre, ce qui attire notre attention est la variation des limites de liquidité et du pourcentage passant à 2 μm par rapport à l'élévation 5 m. On remarque qu'à cette élévation, ces deux paramètres du sol ont tendance à augmenter confirmant ce qui a été avancé dans le rapport de GSI (2003) et dans l'article de Dion (1978) à propos de l'existence de deux couches d'argiles distinctes.

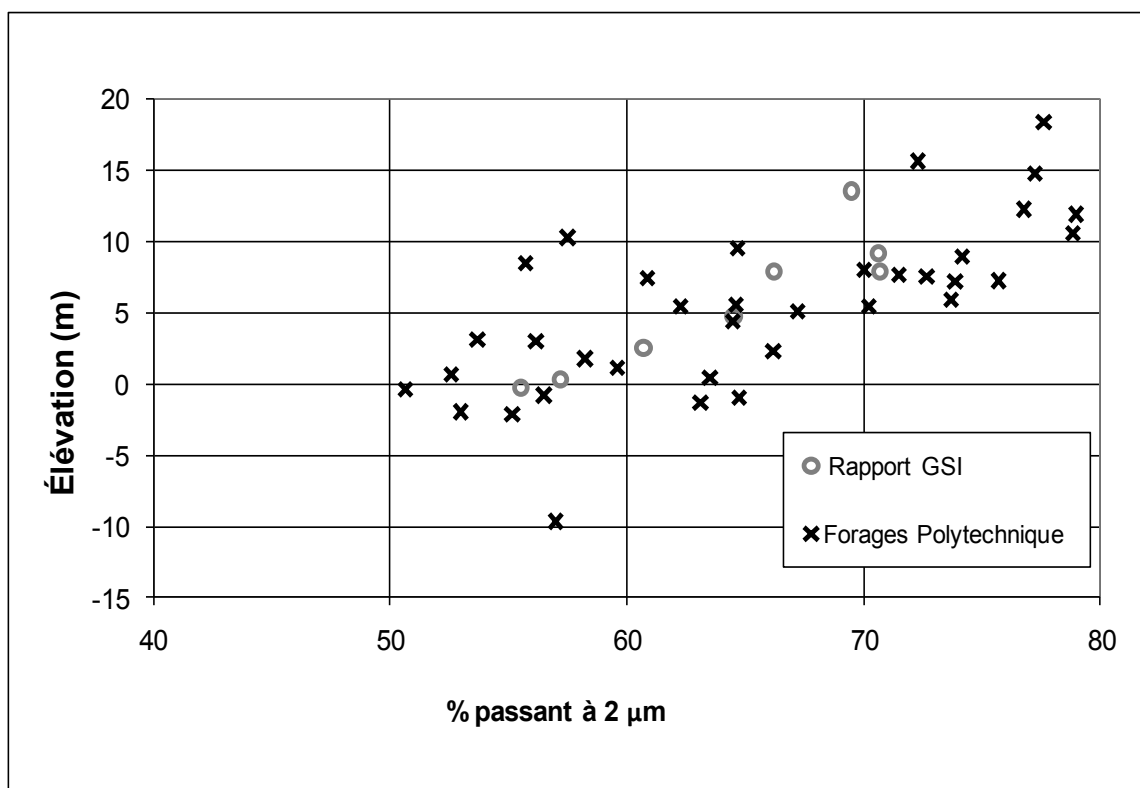


Figure 4.6: Distribution de la fraction argileuse (% passant à 2 microns)

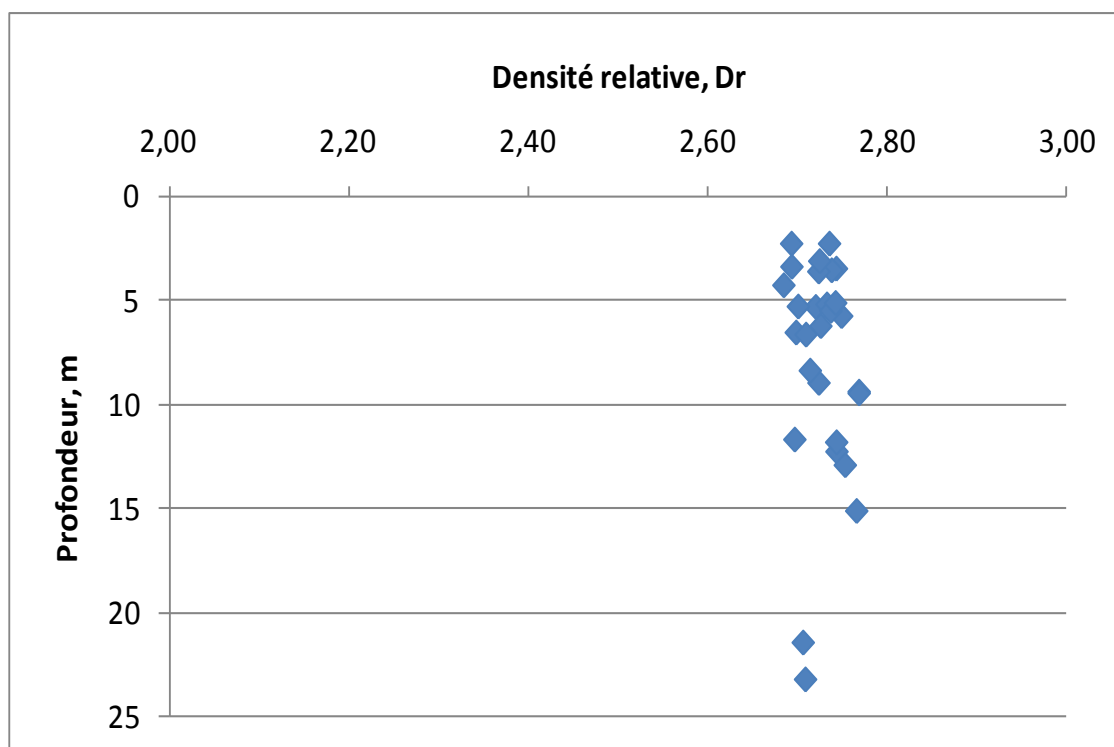


Figure 4.7: Densité des grains de l'argile versus la profondeur de l'échantillon

Aussi, en superposant les valeurs de l'indice de plasticité I_p et de la limite de liquidité w_L des argiles étudiées sur l'abaque de Casagrande (figure 4.9), on constate que la majorité des échantillons d'argile de Lachenaie testés se trouvent à l'extérieur de l'intervalle (ligne A/ligne P). Par contre, une majorité de points se situent à l'intérieur de l'intervalle déterminé par Leroueil (1983) et déterminé par la relation suivante: $(0.86w_L - 13) > I_p > (0.73w_L - 15)$. Aussi, plusieurs points coïncident avec la droite de Garneau et Le Bihan (1977) (qui coïncide avec la ligne P) pour les argiles Champlain. Cela montre encore une fois que les argiles de Lachenaie ont des propriétés semblables à la plupart des argiles de l'Est du Canada. Pour les argiles testées, on trouve la relation suivante entre l'indice de plasticité et la limite de liquidité:

$$I_p = 0.87w_L - 17 \quad (R^2 = 0.88) \quad (1.95)$$

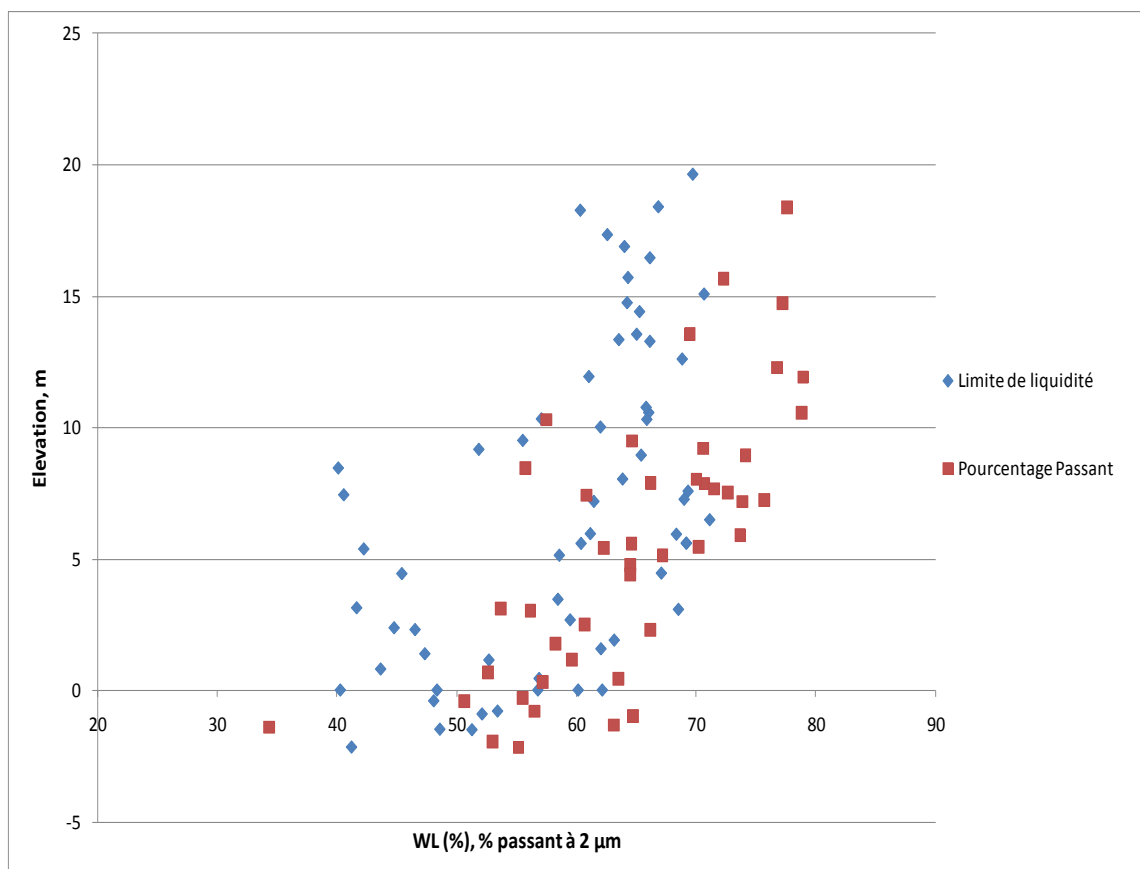


Figure 4.8: Évolution de la limite de liquidité et du pourcentage plus petit que 2 microns par rapport à l'élévation

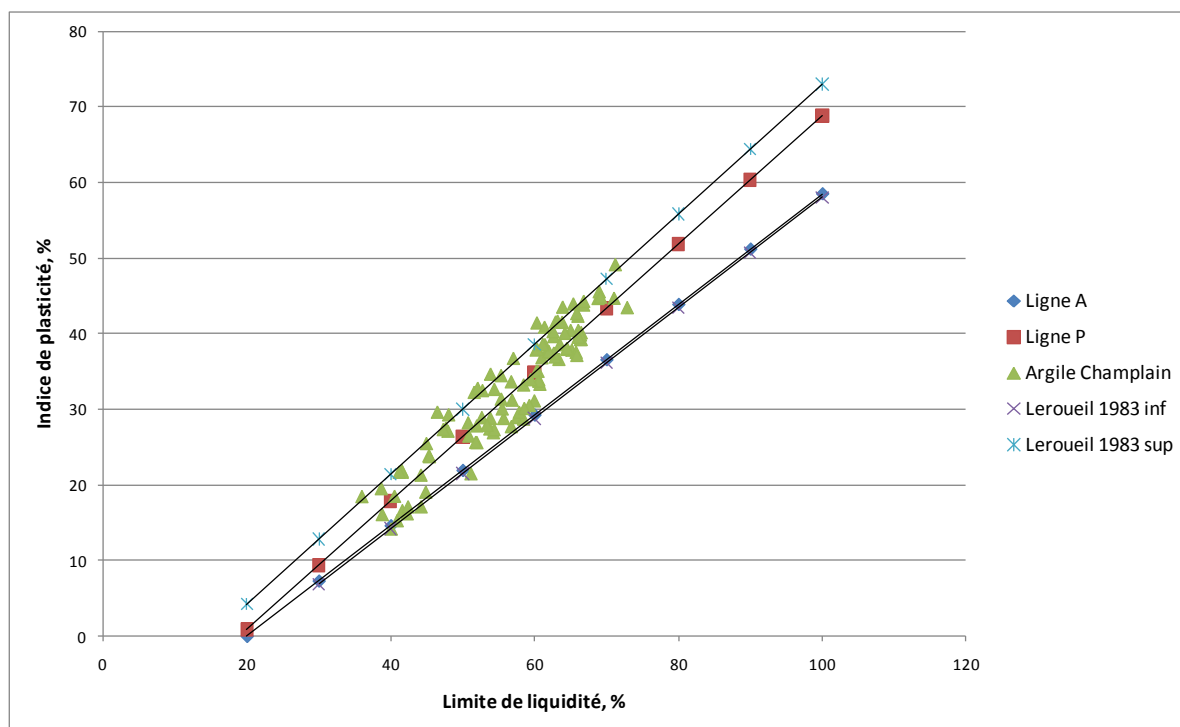


Figure 4.9: Abaque de Casagrande pour les limites de consistance et positionnement des valeurs obtenues

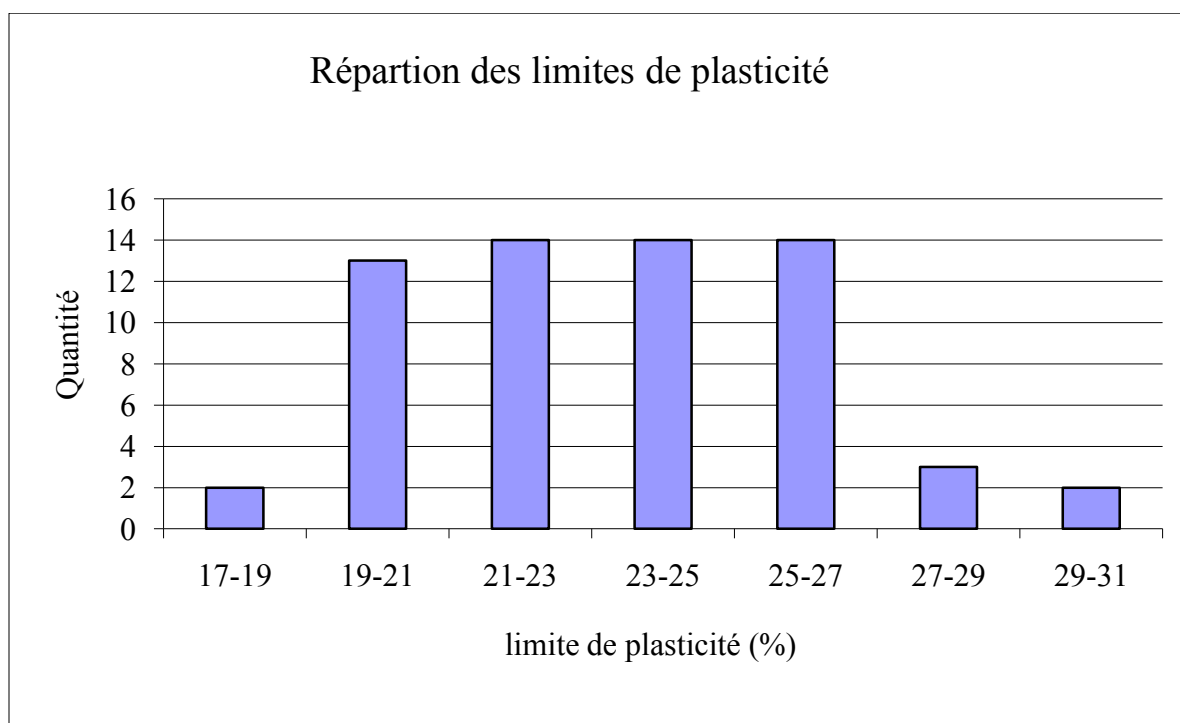


Figure 4.10: Répartition des limites de plasticité de l'argile de Lachenaie

Dans le cadre du projet, et dans le but de caractériser la couche d'argile, plusieurs essais de consolidation ont été conduits sur des argiles provenant des 9 forages dans le roc. La grande majorité de ces essais a été réalisée dans le laboratoire d'hydrogéologie en utilisant la méthode de consolidation œdométriques par chargement successifs (CS). On a aussi utilisé sur quelques échantillons, la méthode dite (CRS) ou méthode à déformation contrôlée en se servant des installations du laboratoire de géotechnique.

Dans chaque forage, on a testé un minimum de 4 échantillons à des profondeurs différentes. Les résultats obtenus (figure 4.11) montrent que la pression de préconsolidation varie entre 110 kPa et 580 kPa. Aussi, on constate que les pressions de préconsolidation sont plus importantes aux endroits où l'élévation du sol est moindre, c'est-à-dire aux abords des rivières des Mille-Îles et des Prairies. Le rapport de surconsolidation OCR, défini comme étant le quotient de la contrainte de préconsolidation par la contrainte effective verticale actuelle, varie entre 1.8 et 21.5 ce qui indique que l'argile est surconsolidée.

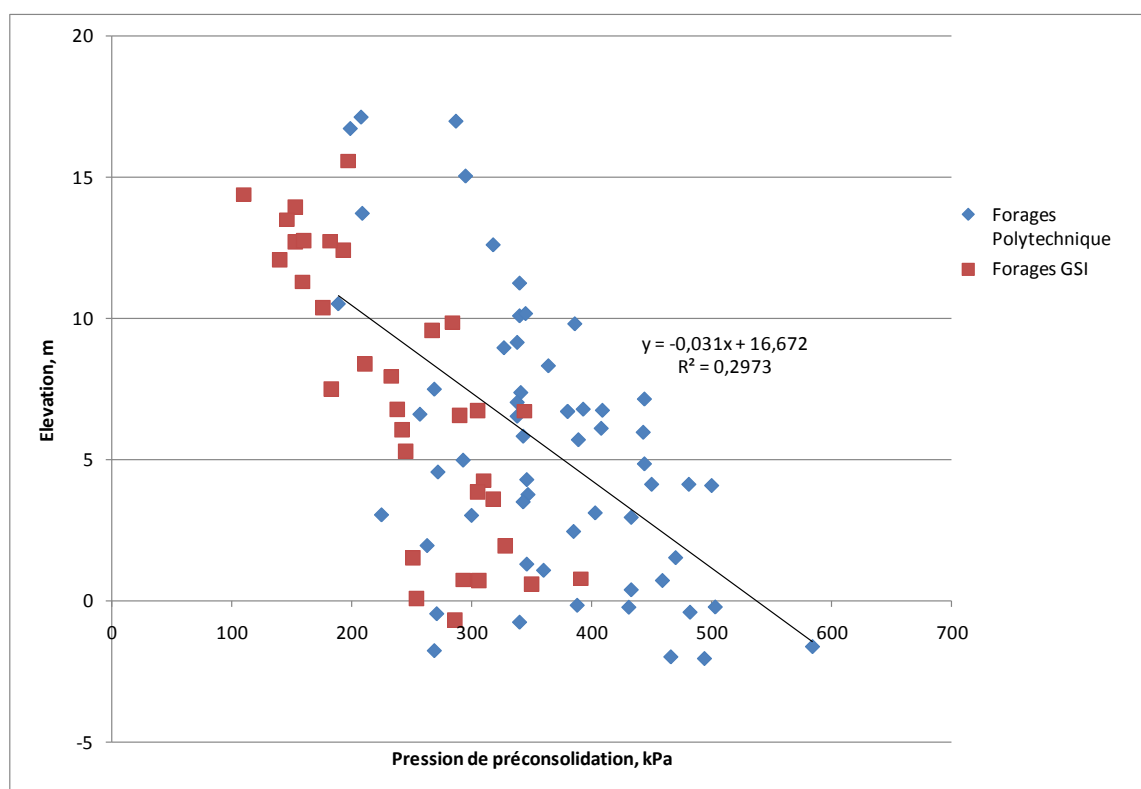


Figure 4.11: Pressions de préconsolidation versus élévation

Comme expliqué par Holtz et Kovacs (1981), ce phénomène peut être dû à un changement des contraintes totales ou des pressions interstitielles qui agiront sur les contraintes effectives. Ils

citent comme exemple de cela une sédimentation suivie d'une érosion ou la glaciation. Aussi, une altération de la structure du sol ou une modification de l'environnement chimique (pH, température ou teneur en sel) donne lieu à une augmentation des contraintes de préconsolidation.

Il serait donc intéressant d'établir le lien qui existe entre la sensibilité de cette argile et la variation de la teneur en sel car on dispose dans cette étude, de l'analyse chimique de l'eau interstitielle dans l'argile ainsi que des résistances au cisaillement à l'état intact et remanié. Cet exercice a été effectué par Claveau-Mallet (2008) pour les différentes argiles qu'on a testées au laboratoire. Les sensibilités varient entre 7 et 20 mais aucun lien entre la sensibilité et la salinité des argiles n'a pu être établi pour le moment (figure 4.12).

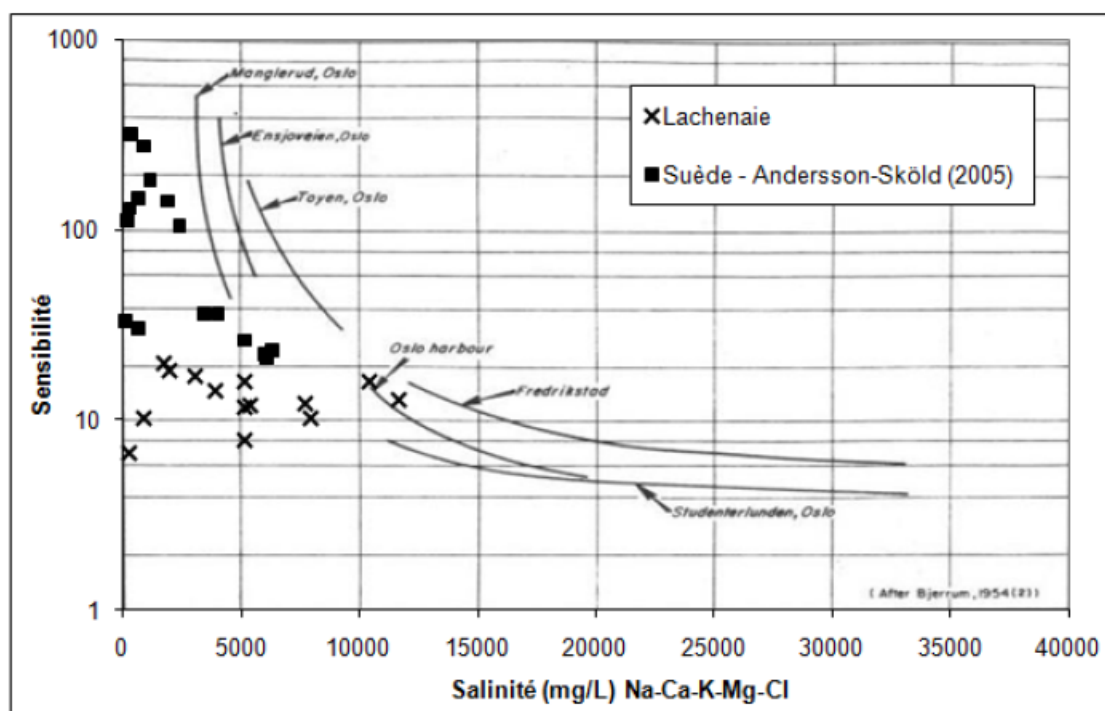


Figure 4.12: Relation entre la salinité et la sensibilité de quelques argiles (Extrait de Claveau-Mallet, 2008)

Une corrélation entre l'indice de compression C_c et l'indice des vides e_0 ressort de la figure 4.13 ci-dessous. On constate que la relation entre ces deux paramètres dans les argiles de Lachenaie est semblable à la relation trouvée par Leroueil et al. (1983) pour les argiles Champlain (figure 4.13) et les argiles de l'Est du Canada (figure 4.14).

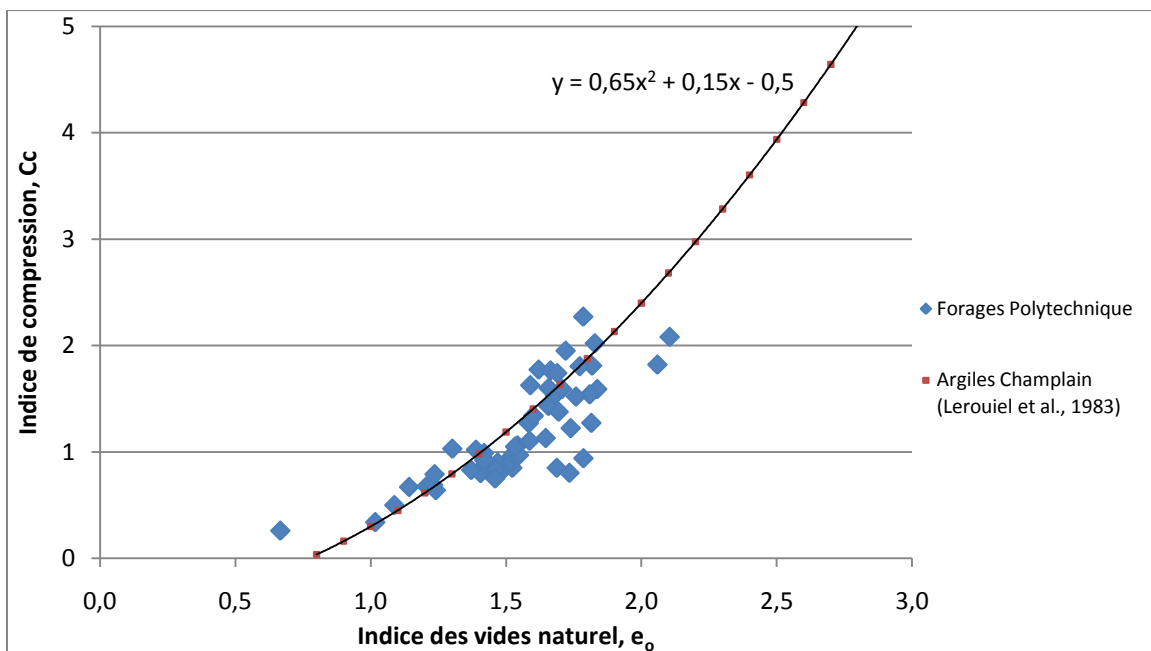


Figure 4.13: Indice de compression versus e_0 pour les argiles de Lacheaie

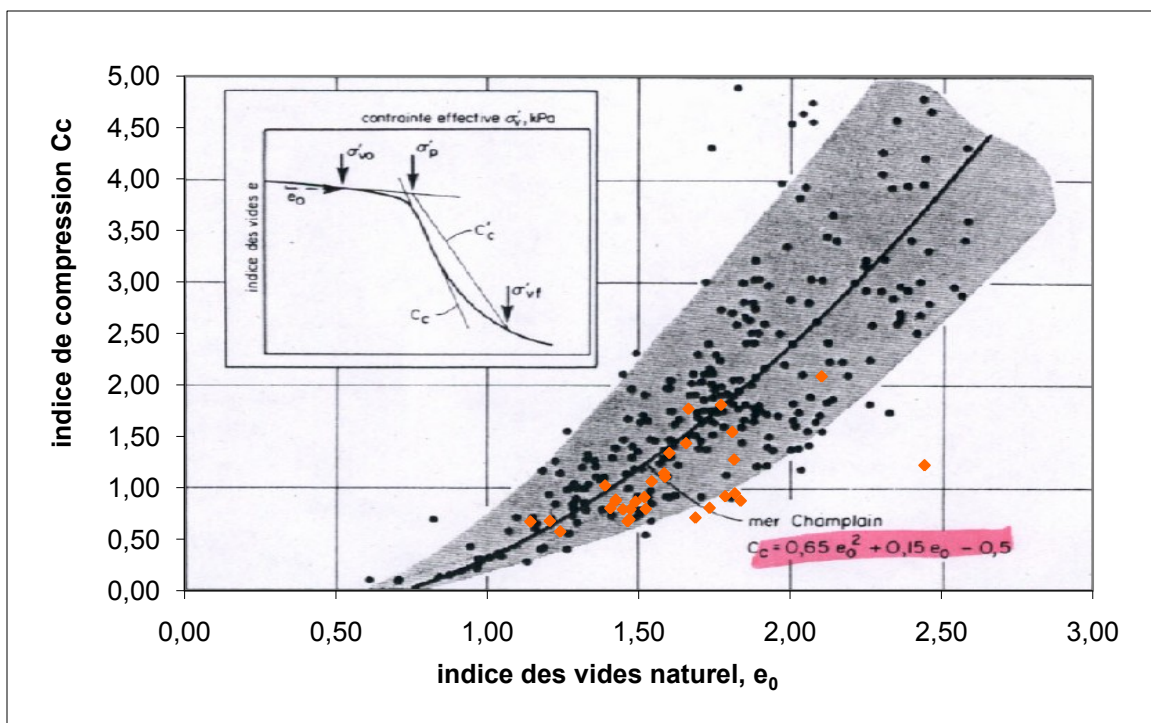


Figure 4.14: Superposition des valeurs de C_c versus e_0 sur le graphe de Lerouiel et al. (1983)

Aussi, on remarque (figure 4.15) que l'activité des argiles de Lachenaie ($A_c=0,46$ dans le forage FP-06-02R et $A_c=0,59$ dans le forage FP-07-04R) se trouve dans l'intervalle (0,25 ; 0,75) trouvé par Leroueil et al. (1983) pour les argiles de Champlain.

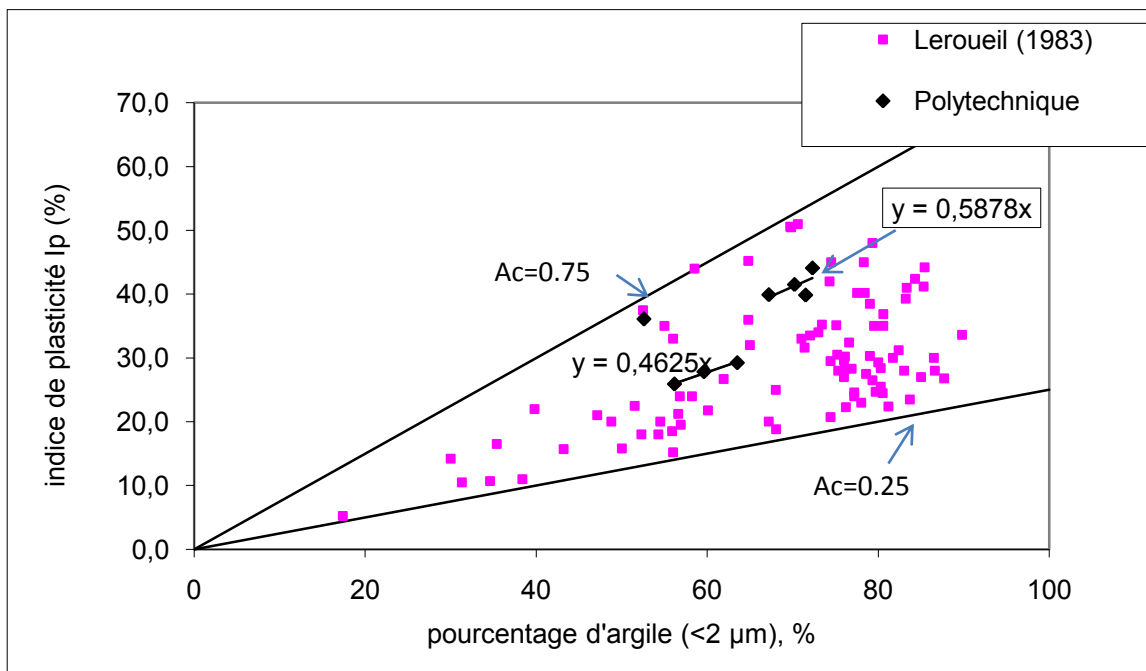


Figure 4.15: Activité des argiles Champlain

Enfin, les différentes propriétés des argiles de Lachenaie peuvent être résumées dans le tableau 4.3 extrait du rapport de Claveau-Mallet (2008) et dans les profils géotechniques (figures 4.16 à 4.23) ci-dessous.

Tableau 4.3: Comparaison des propriétés des argiles Champlain de l'est du Canada avec les argiles de Lachenaie (extrait de Claveau-Mallet, 2008)

Propriété	Mer Champlain Leroueil (1983)	Argile de Lachenaie Projet doctorat	Particularités des argiles de Lachenaie
Granulométrie (% passant à 2 microns)	20% à 60% près du bouclier canadien, 60% à 85% dans le centre du bassin	de 52,6% à 72,3% moyenne: 62,3%	aucune
Densité relative des grains	2,70 à 2,80	2,64 à 2,75 moyenne: 2,72	aucune
Limite de liquidité	50% à 75% toujours inférieur à 85% dans l'Est du Canada	46,2% à 75,6% moyenne: 61,6%	aucune
Limite de plasticité	17% à 34%	17,6% à 30% moyenne: 23,3%	aucune
Indice de plasticité	Relation moyenne: $I_p = 0,85(w_L - 19)$ Est du Canada: $0,73w_L - 15 < I_p < 0,86w_L - 13$	Relation moyenne: $I_p = 0,92(w_L - 20)$	se situent dans le haut du domaine de l'Est du Canada
Activité	0,25 à 0,75	2 activités moyennes 0,59 et 0,46	aucune
Indice de liquidité	70% à 220%	51,9 à 114,6% moyenne: 88%	aucune
Pression de préconsolidation	< 300 kPa	189 kPa à 506 kPa moyenne: 364 kPa	Pression de préconsolidation élevée
Rapport de surconsolidation	1,2 à 1,5	0,8 à 10	Fortement surconsolidées
Sensibilité	Est du Canada: rarement inférieure à 15	7,20 à 33,25 moyenne: 14,73	
Relation $C_c - e_0$	$0,65e_0^2 + 0,15e_0 - 0,5$	Résultats situés dans nuage de points de Leroueil (1983)	aucune
Relation e-log k en essai oedométrique	Courbes variables selon échantillons	Courbes situées dans le même domaine que celles de Leroueil (1983)	aucune
Relation $C_{ur} - I_L$	$C_{ur} = 1/(I_L - 0,21)^2$	Près de la relation de Wroth (1978) $C_u = 170 e^{(-4,6I_L)}$	Légèrement écartées de la relation de Leroueil (1983)
Relation σ'_p , C_u et I_p	$C_u/\sigma'_p = 0,2 + 0,0014I_p$	Difficile d'établir une relation	Le comportement semble différent

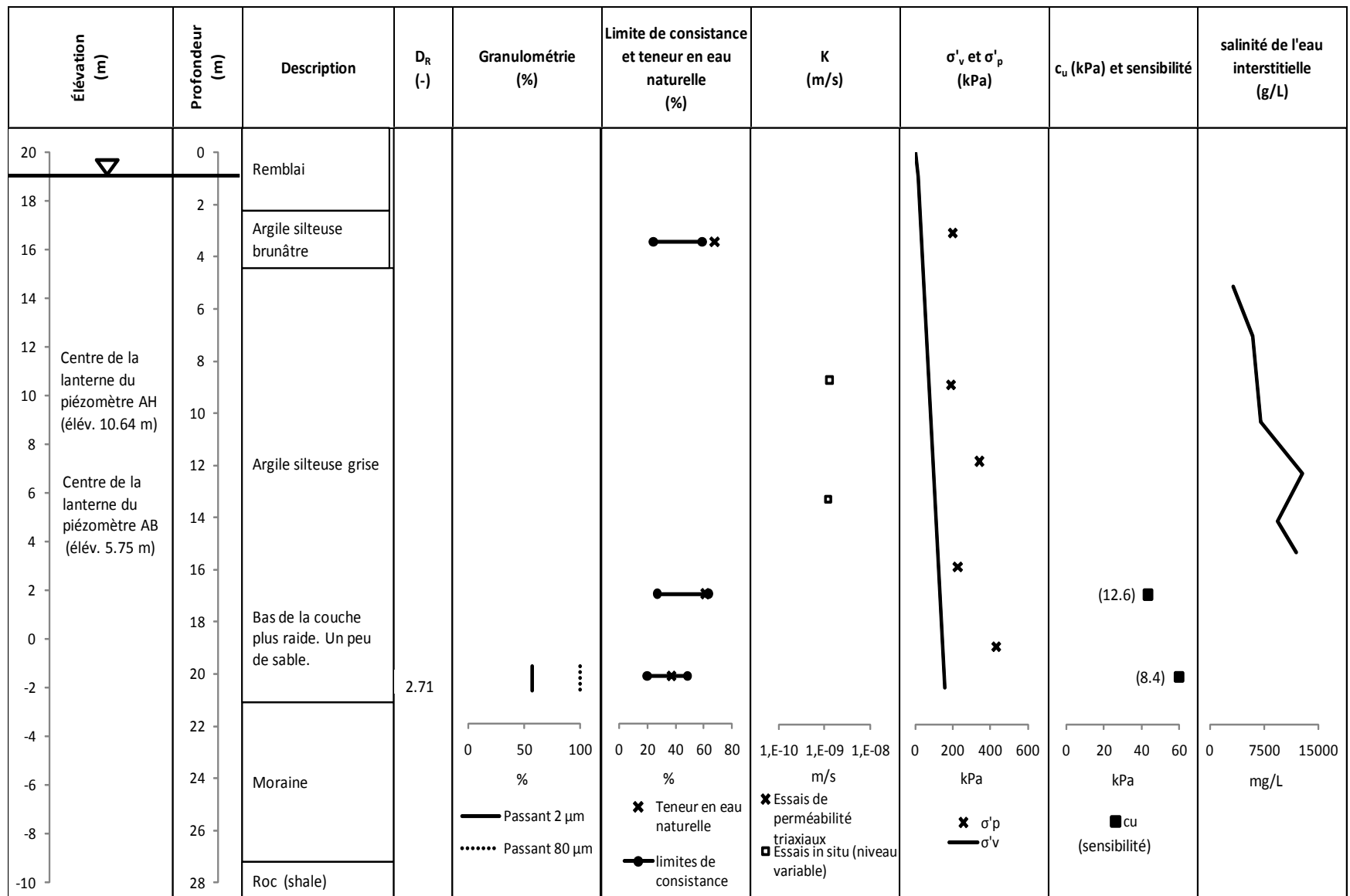


Figure 4.16: Profil géotechnique du site 1

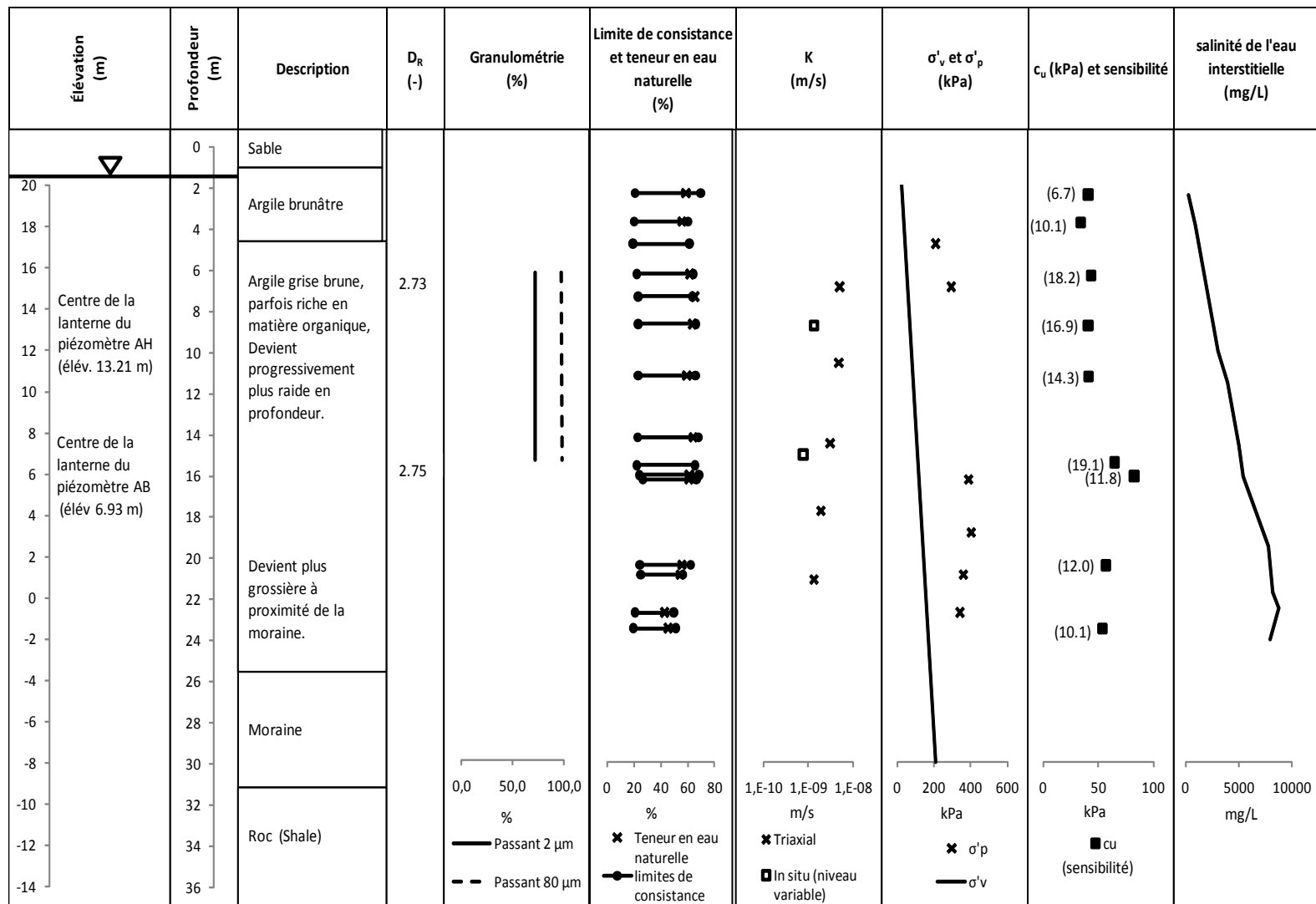


Figure 4.17: Profil géotechnique du site 2

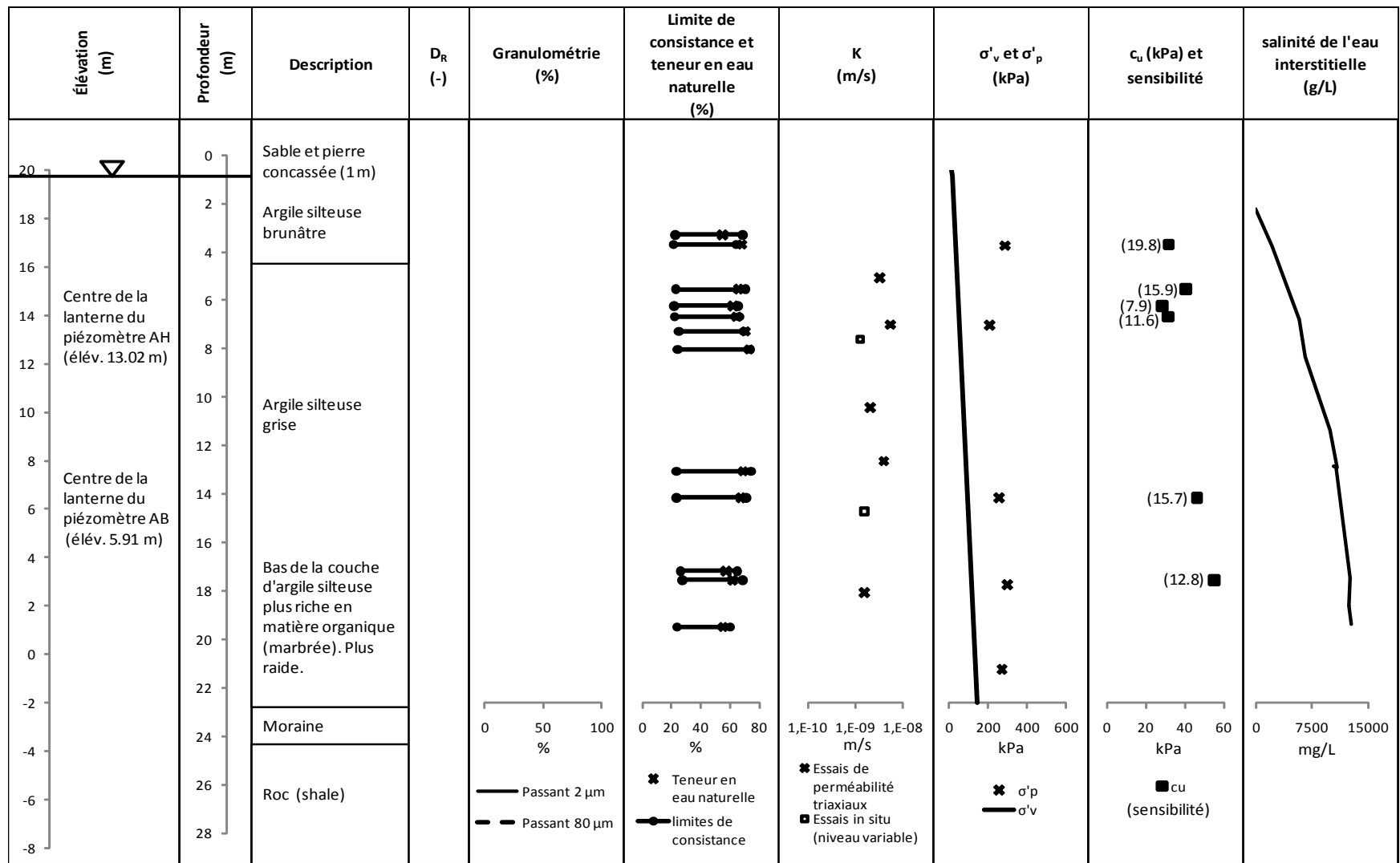


Figure 4.18: Profil géotechnique du site 3

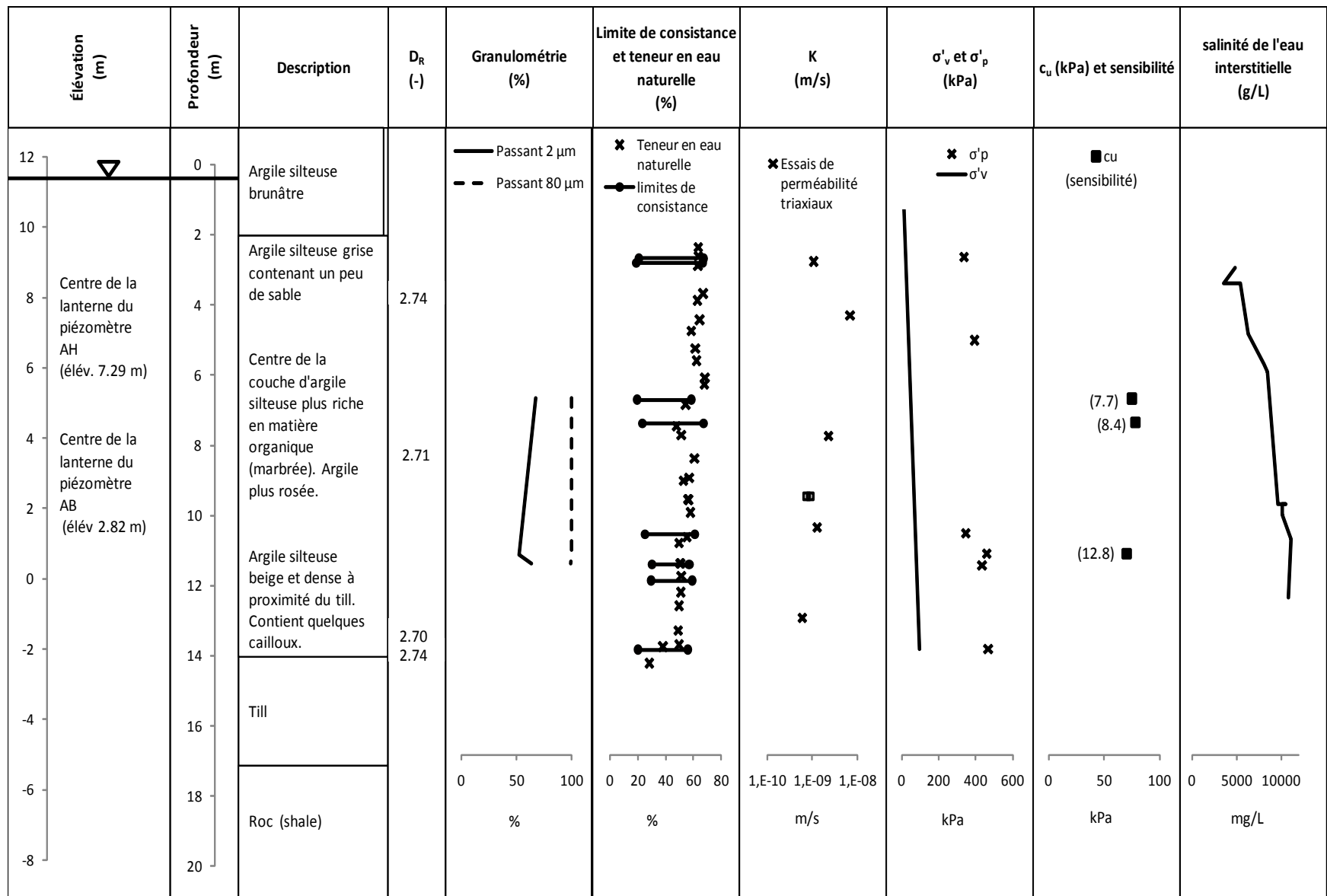


Figure 4.19: Profil géotechnique du site 4

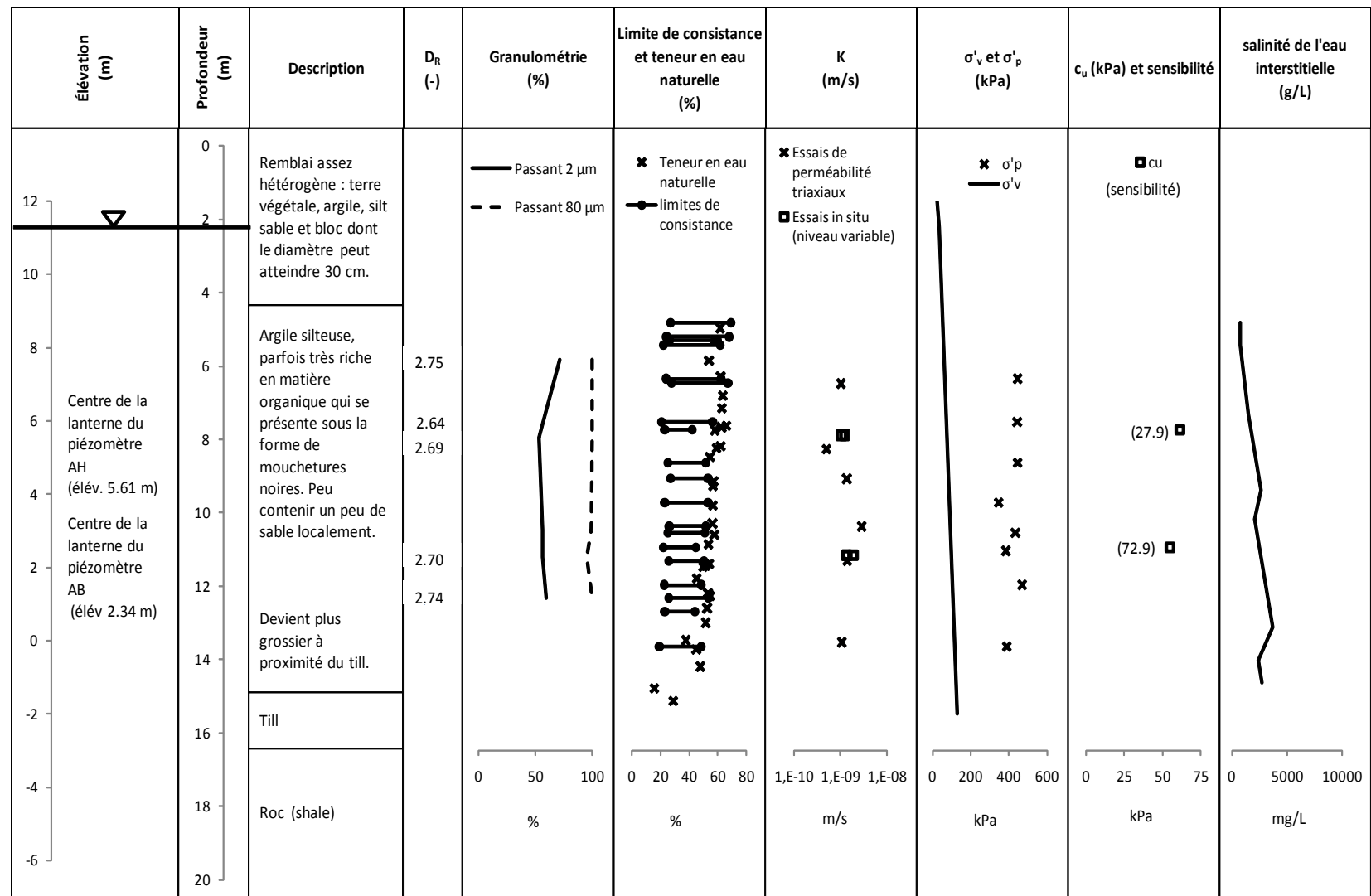


Figure 4.20: Profil géotechnique du site 5

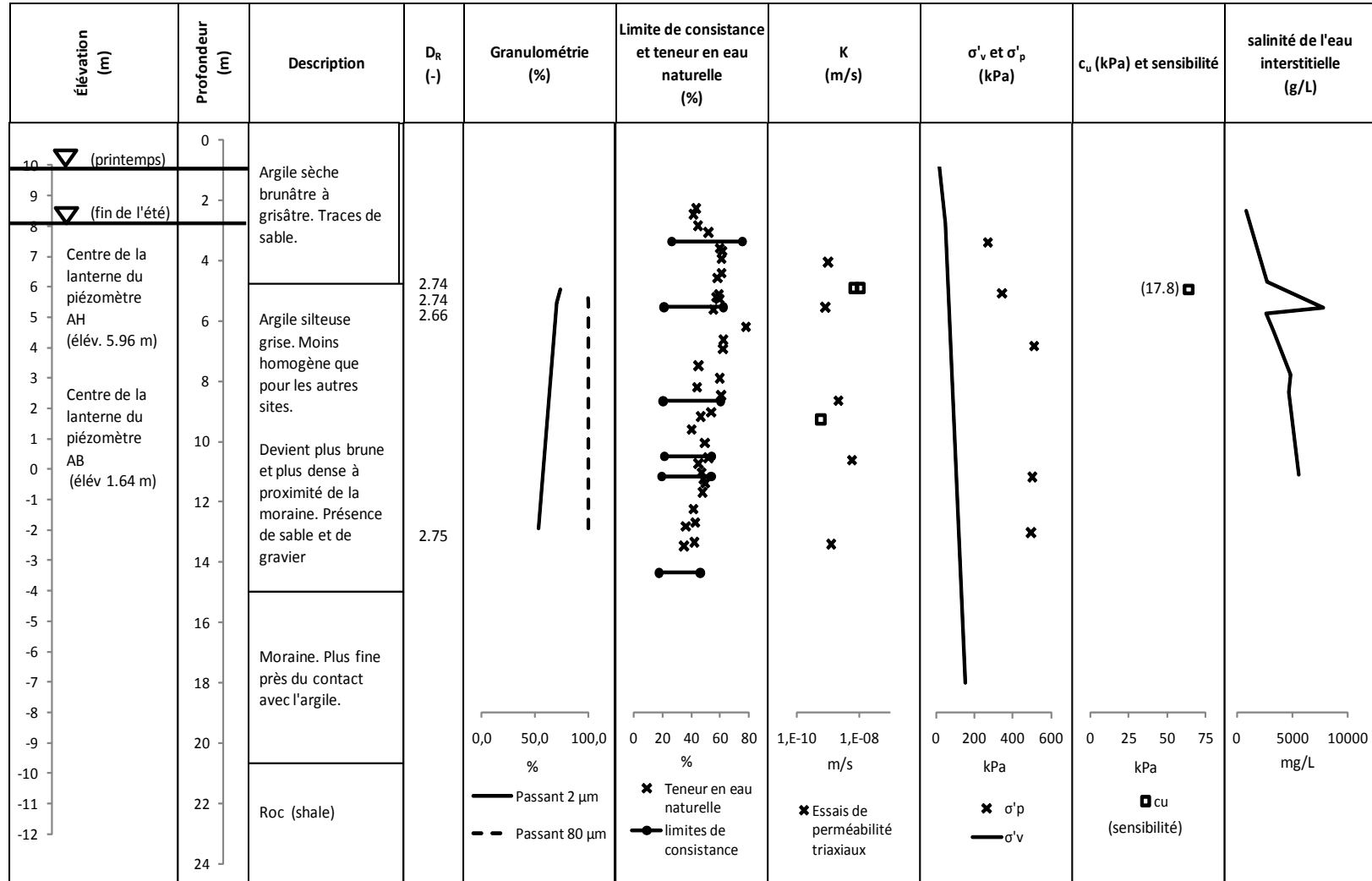


Figure 4.21: Profil géotechnique du site 6

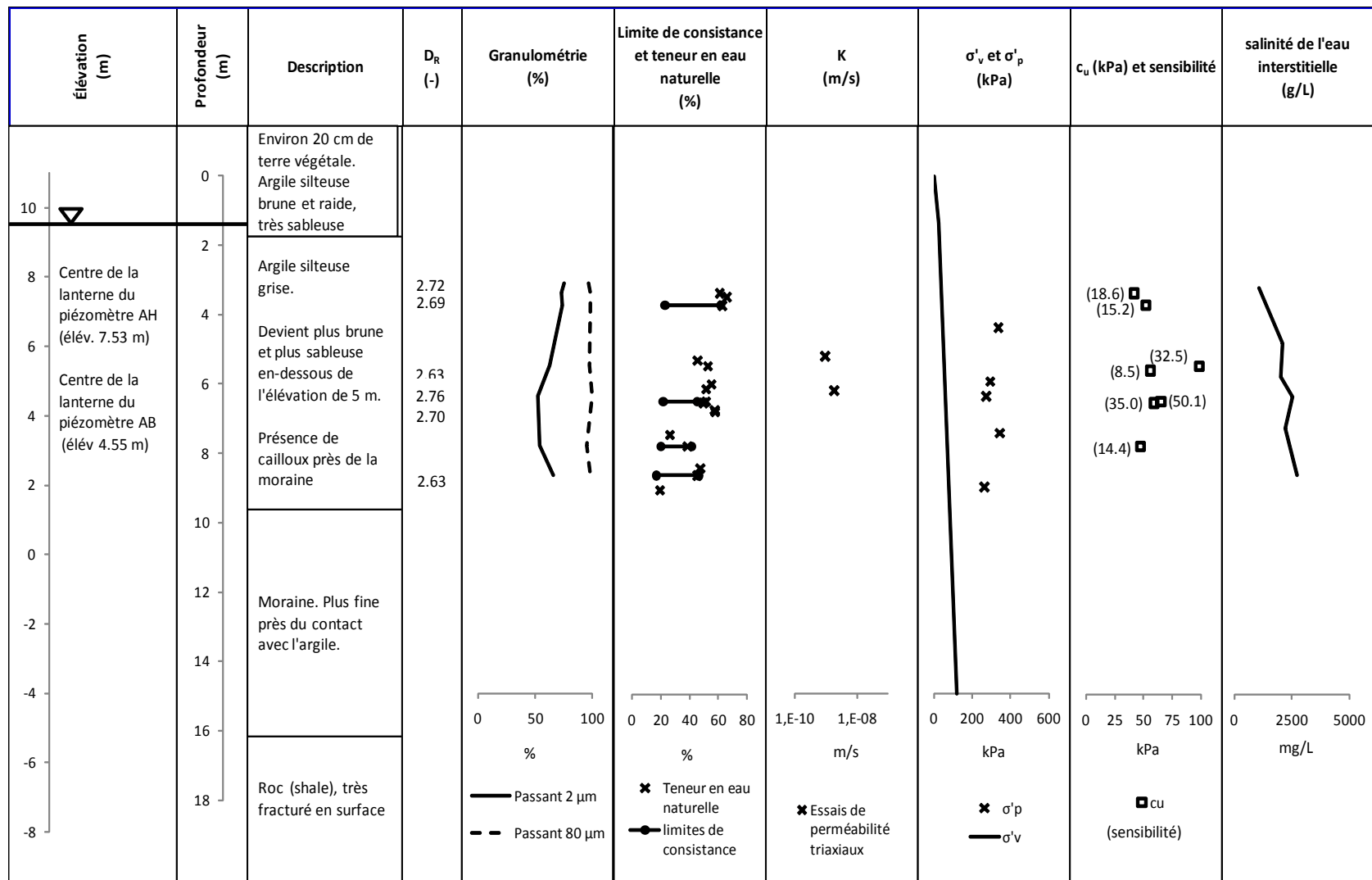


Figure 4.22: Profil géotechnique du site 7

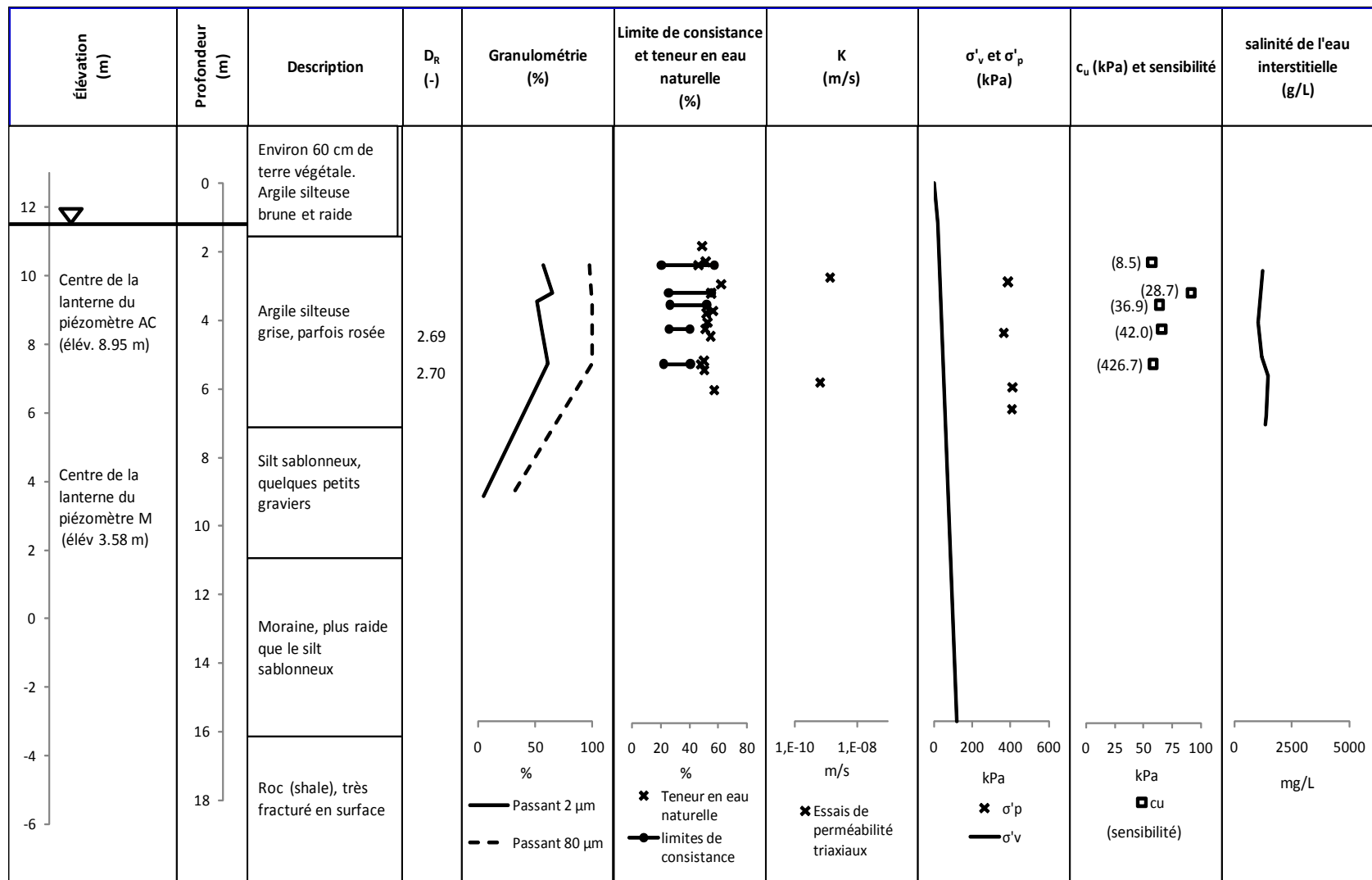
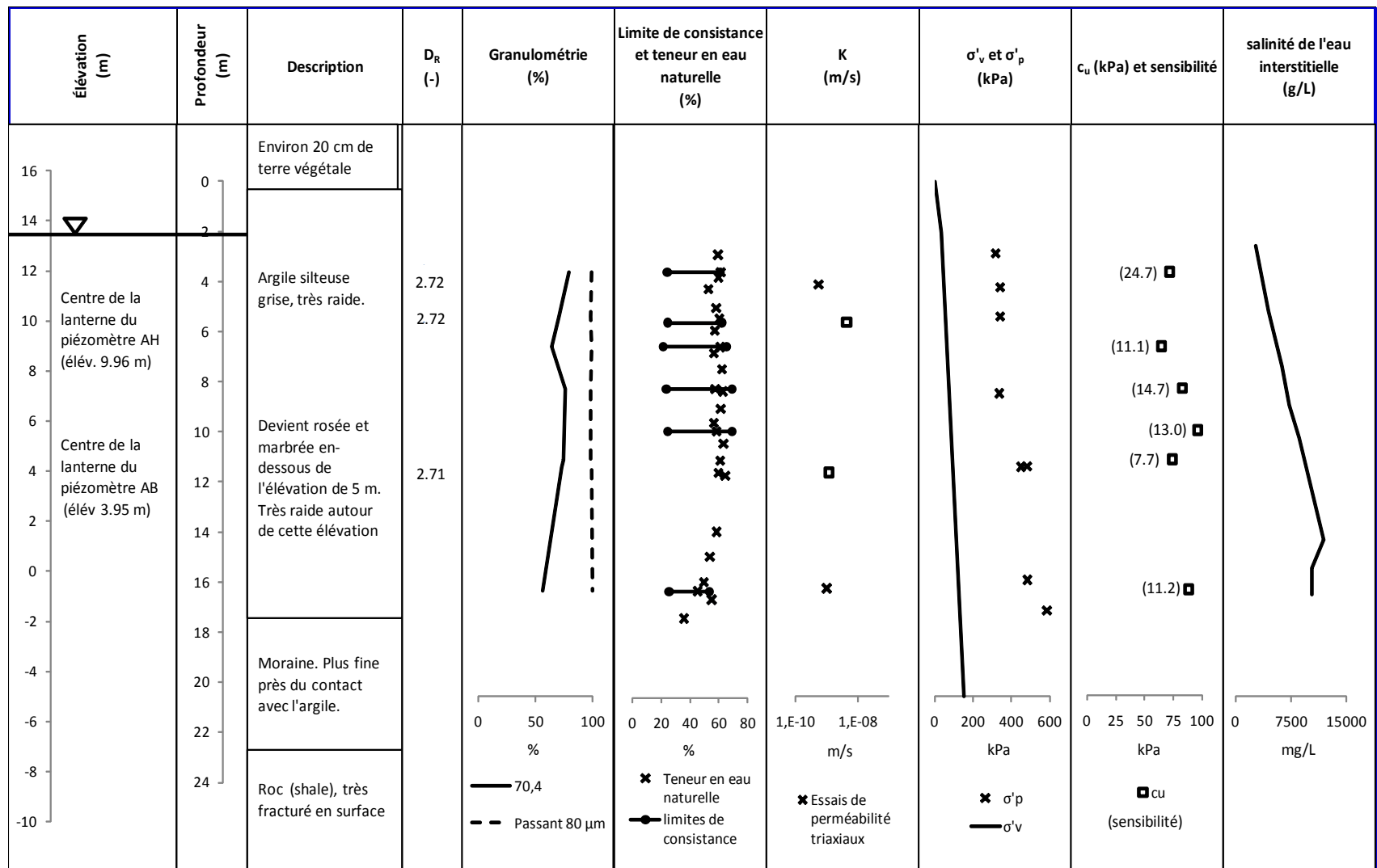


Figure 4.23: Profil géotechnique du site 8



Les figures 4.16 à 4.24 ci-dessus montrent les profils géotechniques des sites 1 à 9. L'analyse de ces figures permet d'émettre les constats suivants:

- Pour l'ensemble des sites, la stratigraphie est toujours la même. La seule différence réside dans la variation de l'épaisseur de la couche d'argile. En effet, cette dernière est plus mince dans les sites au Sud de la zone d'étude. Cette couche d'argiles est même absente dans une zone circulaire de 1 km à l'Est de l'axe Nord-Sud si on se fie à la figure 4.3 (Dion 1978).
- Les valeurs de pourcentage passant à $2\ \mu\text{m}$ et les limites de consistance de l'argile (colonnes 5 et 6 des profils géotechniques) varient respectivement entre 50 % et 75% et entre 42% et 78%. Comme indiqué précédemment, ces deux paramètres augmentent avec l'élévation et l'élévation 5m constitue un point de séparation de ``deux`` couches d'argile.
- Les pressions de préconsolidation (colonne 8) mesurées au laboratoire grâce aux essais de consolidation ont révélées que ces pressions peuvent atteindre d'importantes valeurs. Elles avoisinent les 600 kPa dans plusieurs forages (site 9, Site 6) alors que la pression minimale constatée est de 189 kPa.
- On constate aussi que les pressions de préconsolidation sont plus élevées quand on approche de la rivière des Mille-Îles et de la rivière des Prairies. Dans ces zones, l'élévation du sol est moins importante en comparant avec les zones éloignées telles que les propriétés de BFI-Lachenaie où l'élévation atteint 22 m alors qu'à la bordure de la rivière des Mille-Îles, l'élévation au sol est de 5 m environ.
- La densité des grains (D_R) (colonne 4) varie entre généralement entre 2.70 et 2.75
- Les conductivités hydrauliques en cellule triaxiale sont dans un ordre de grandeur de 1.10^{-9} m/s. Une analyse détaillée de la conductivité hydraulique des argiles sera présentée plus loin.

4.4 Purge et échantillonnage des eaux souterraines

Lors de la première campagne d'échantillonnage, la plupart des puits dans le roc ont été pompés à des faibles débits et des faibles rabattements pendant une durée allant de deux à trois jours en sortant de 5 à 32 fois le volume du puits avant d'atteindre la stabilisation des paramètres (pH, température et conductivité électrique/salinité). Il a donc été prouvé qu'il faut, dans certains cas, bien plus que 3 ou 6 fois le volume du puits pour stabiliser les paramètres. La deuxième méthode de purge avec gros débits jusqu'à stabilisation des paramètres a aussi été abandonnée car on obtenait de l'eau turbide. C'est donc la méthode à faible débit et faible rabattement qui a été retenue pour la purge et l'échantillonnage de tous les puits dans le roc.

Le pompage est réalisé sous abris (en hiver) afin de conserver une température constante durant les opérations de purge et d'échantillonnage et éviter le gel des équipements. Les débits de pompage quant à eux varient entre 13 et 450 cm³/min selon le débit du puits.

Pendant la première série d'échantillonnage réalisée en novembre 2006, on n'a pas pu placer le tuyau connecté à la pompe au niveau de la crépine mais seulement au dessus de cette dernière. Pour ce fait, on a d'abord purgé le puits en plaçant le tuyau de la pompe au niveau de la surface de l'eau dans le puits. Ce pompage doit normalement permettre le pompage de la totalité de la colonne d'eau dans le tuyau et permettre ainsi un renouvellement complet de l'eau dans le puits (eau de forage) par l'eau souterraine.

Pendant la deuxième campagne d'échantillonnage réalisée en mai 2007, le tuyau relié à la pompe a été placé au fond de la crépine en fixant un poids à l'extrémité de ce dernier. Cela a permis d'être conforme avec les directives de la norme ASTM D6771-02.

Pour les essais effectués en novembre 2006, l'attention a été portée sur l'hydraulique des puits afin de pouvoir effectuer des ajustements lors des futurs échantillonnages et être conformes aux normes en vigueur. Pour cela, le débit de pompage, la vitesse d'entrée à la crépine et le gradient hydraulique au niveau de la crépine et du sable de la lanterne ont été calculés (Tableau 4.4). En ce qui concerne la vitesse d'entrée de l'eau dans la crépine, on trouve cette valeur en appliquant la formule suivante:

$$v_{\text{entrée}} = \frac{Q}{2\pi r L} \quad (1.96)$$

r est le rayon de la crépine, L représente sa longueur et Q est le débit de pompage.

La vitesse d'entrée est calculée à l'entrée de la crépine et à l'entrée de la zone filtre.

Une fois cette valeur obtenue, on calcule le gradient hydraulique d'entrée à partir de:

$$i = \frac{v_{\text{entrée}}}{k} \quad (1.97)$$

Avec k conductivité hydraulique calculée à partir de la formule de Thiem ou à partir de la formule de l'essai Lefranc.

Tableau 4.4: Débits, vitesses, conductivités hydrauliques et gradients pendant la purge des piézomètres dans le roc

	FP-06-01R	FP-06-02R	FP-06-03R	F-04-5	F-92-3	F-00-5
Q, cm ³ /min	405	48	450	350	15	33
r(crépine), cm	1,905	1,905	1,905	1,905	1,905	1,905
r(sable), cm	4,8	4,8	4,8	4,8	4,8	4,8
L, cm	600	600	600	600	600	600
v(crépine), cm/min	0,0564	0,0067	0,0627	0,0487	0,0021	0,0046
v(sable), cm/min	0,0224	0,0027	0,0249	0,0193	0,0008	0,0018
ro/rw	10000	10000	10000	10000	10000	10000
ho-hw	146	238	136	143	267	723
K, cm/min	0,0068	0,0005	0,0081	0,0060	0,0001	0,0001
i(crépine)	8,32	13,56	7,75	8,15	15,22	41,21
i(sable)	3,30	5,38	3,08	3,23	6,04	16,35

On remarque que les gradients hydrauliques à l'entrée de la crépine sont assez élevés et varient entre 7.75 dans le forage FP-06-03R et 41.21 dans le forage F-00-5. Il est à noter que les forages FP-06-01R, FP-06-02R et FP-06-03R sont dans le roc alors que les autres piézomètres sont installés dans le till. Les gradients importants observés peuvent être expliqués par la faible conductivité hydraulique du roc ou du till ou par l'importante vitesse d'entrée de l'eau. Cette

deuxième option est privilégiée dans notre cas. En effet, dans les forages dans le roc, l'écart entre les gradients calculés n'est pas très importants en comparant avec les valeurs obtenues dans le till. Cette variation, qui ne dépasse pas un facteur de 2 entre le gradient maximal et minimal observés peut être attribuée à la fissuration du roc. Les valeurs des débits confirme cette hypothèse. Par contre, dans le till, et connaissant l'historique des piézomètres, on sait que la purge de ces derniers a été faite (par d'autres) en vidant complètement le tube du piézomètre et en asséchant la crépine. Cela endommage le till et crée d'importantes fissures dans ce dernier, ce qui explique les importantes vitesses d'entrée.

A partir de ces constats, on a dû apporter des modifications à la procédure de purge des piézomètres. Le temps de pompage doit être adapté à chaque forage en prenant en compte la conductivité hydraulique et le débit dans le puits. Le nombre de volumes d'eau à extraire n'est pas une constante mais dépend des paramètres hydrauliques du puits.

Dans les figures 4.24 et 4.25 ci dessous, on constate que les paramètres (pH, température et conductivité hydraulique) commencent à se stabiliser après environ 75 minutes de pompage. La conductivité électrique augmente car on extrait l'eau souterraine salée diluée par l'eau douce de forage alors que le pH et la température diminuent au fur et à mesure que le mélange est pompé.

En ce qui concerne les forages 08R et 09R, des essais ont été effectués sur deux jours. On constate que les paramètres se stabilisent à la fin de la journée 1 de pompage mais quand on arrête la purge et on reprend le lendemain, on constate que les paramètres reconvergent vers leurs valeurs initiales et se restabilisent après une courte période de pompage. Cela confirme qu'il est nécessaire de purger les puits avant chaque échantillonnage: il se peut que de l'eau de forage ou de lavage se soit déplacée dans la formation géologique et qu'il soit nécessaire de prolonger la durée de pompage pour l'extraire en totalité.

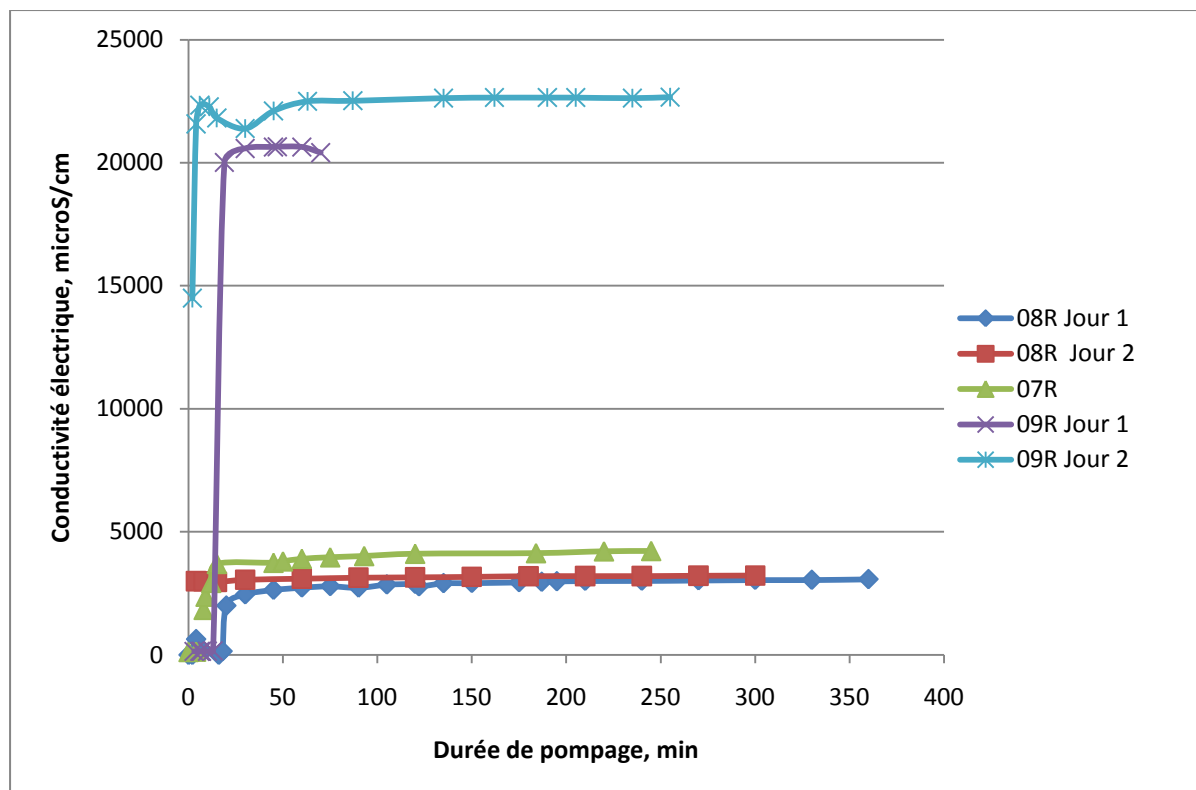


Figure 4.25: Évolution de la conductivité électrique pendant la micropurge

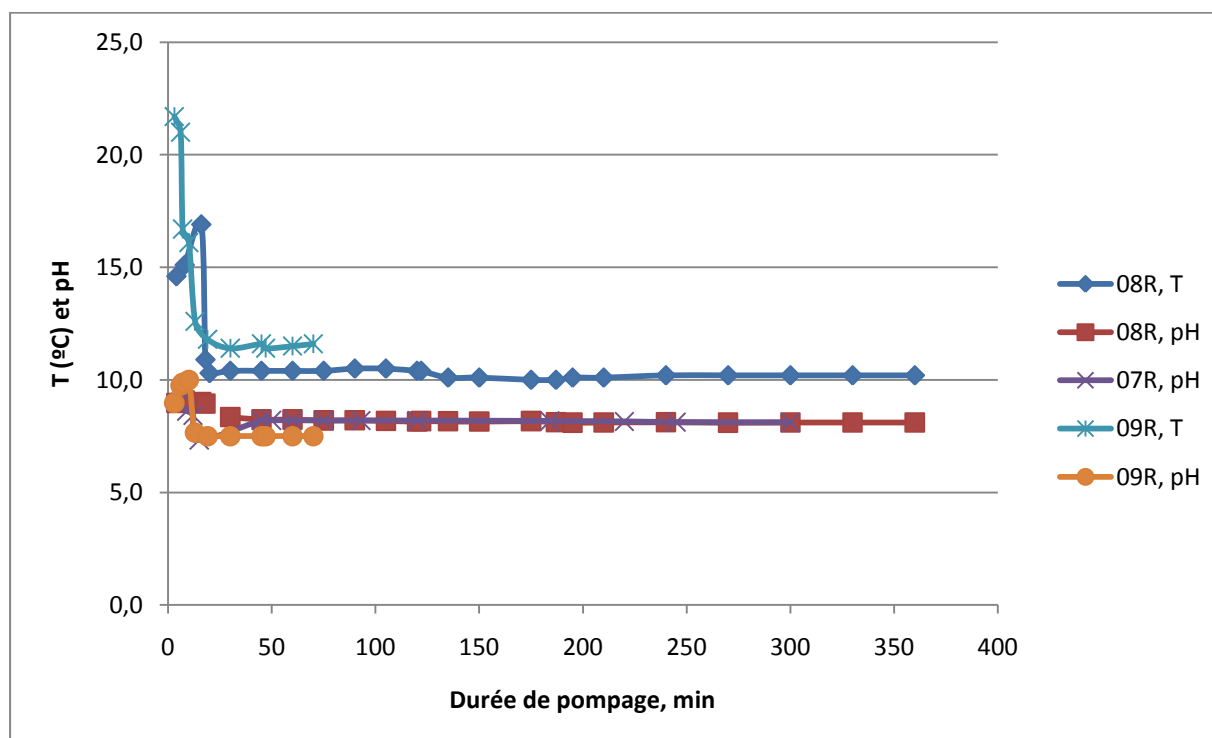


Figure 4.26: Évolution de la température et du pH pendant la micropurge

L'utilisation d'un faible débit et d'un faible rabattement s'est avérée être une méthode qui permet d'obtenir des échantillons d'eau représentatifs du milieu. Toutefois, les points suivants doivent être respectés quand on réalise la micropurge et l'échantillonnage:

- Utiliser une tubulure dédiée à chaque piézomètre pour éviter toute contamination
- Utiliser des pompes portables et notamment des pompes péristaltiques à faibles vitesses et débits. Les pompes à hauts débits ne doivent pas être utilisées pour la purge et l'échantillonnage.
- Bien connaître les détails de construction du puits et notamment la position et la longueur de la crépine
- Pomper l'eau directement du centre de la crépine ou dans la zone crépinée avec la plus haute conductivité hydraulique
- Le débit de pompage devrait être inférieur ou égal à la recharge naturelle du puits pour minimiser le rabattement de la nappe et stabiliser ce dernier avant l'échantillonnage.
- Il faut un suivi continu du niveau d'eau et de l'évolution du pH, de la température, de la conductivité hydraulique et/ou salinité.
- Si au moment du pompage, on remarque que la turbidité est supérieure à 100 NTU, il faut alors arrêter la pompe pour permettre aux particules en suspension de se déposer. Cela varie d'un puits à un autre.

On ne peut dans aucun cas déterminer à l'avance des valeurs maximales à ne pas dépasser pour le rabattement de la nappe et le débit de pompage. Cela diffère d'un forage à un autre et dépend de plusieurs facteurs dont la conductivité hydraulique du roc et son degré de fracturation. Certains auteurs comme Puls et Barcelona (1996) ont avancé la valeur de 0.1 m (4 po) mais il a été démontré par la suite que cette valeur est liée à la nature géologique du terrain et des conditions hydrogéologiques présentes sur le site.

Cette méthode de purge et d'échantillonnage a ainsi permis d'obtenir des échantillons d'eau de bonne qualité. Comme on pourra le constater lors de la présentation des analyses chimiques de l'eau prélevée dans l'ensemble des piézomètres, les différentes analyses réalisées pendant les trois dernières années donnent des résultats identiques.

Notons que dans ce projet, l'eau souterraine n'a été échantillonnée que dans le roc. On a évité d'échantillonner dans l'argile pour les raisons qui seront exposées par la suite.

4.5 Échantillonnage de l'eau dans les piézomètres: pour ou contre?

Dans la section précédente, on a constaté que l'échantillonnage de l'eau souterraine ne se fait qu'au niveau des piézomètres dans le roc. L'échantillonnage des piézomètres dans l'argile est chose courante dans plusieurs publications et notamment Desaulniers et Cherry (1988), Desaulniers et al. (1980) et Garga et O'Shaughnessy (1994). Dans ce projet, l'auteur a conduit une série d'essais sur ces piézomètres pour pouvoir déterminer dans quelle mesure l'échantillonnage direct pourrait donner des échantillons représentatifs.

On a mesuré l'évolution de certains paramètres en fonction de la profondeur dans la colonne d'eau dans le piézomètre, et notamment ceux préalablement investigués lors de la purge des puits: la conductivité électrique (salinité), pH et température. Pour cela, une sonde permettant de donner instantanément la valeur de ces trois paramètres est progressivement descendue dans le piézomètre. Ces valeurs sont relevées depuis la surface libre de l'eau jusqu'à la crépine tous les 0.5 m environ. Les résultats obtenus sont présentés dans les figures 4.27 à 4.32 ci-dessous.

En ce qui concerne l'évolution de la salinité dans les piézomètres, on constate que dans le roc (figure 4.27), cette valeur est constante sur toute la hauteur de la colonne d'eau exception faite du forage FP-08-08R où la salinité est constante dans toute la colonne d'eau mais augmente au niveau de la crépine. Cela est dû au fait que ce piézomètre n'avait pas encore été nettoyé et purgé au moment de l'essai. Aussi, On constate dans le forage FP-08-09R que la salinité de l'eau augmente une fois que le puits est purgé. On explique cela par le fait que l'eau du puits était diluée par l'eau de forage ce qui faisait diminuer sa salinité. Aussi, dans les forages non purgés pendant plus d'une année (FP-06-01R et FP-06-02R), on a constaté que la salinité augmente quand on se rapproche de la crépine

Pour les piézomètres dans l'argile, on constate que plus on se rapproche de la crépine, plus la salinité augmente (figure 4.28). La même tendance est constatée pour le pH (figure 4.29). En effet, dans le roc (figure 4.29), le pH de l'eau est stable tout au long de la colonne d'eau alors que dans l'argile, le pH augmente avec la profondeur. Enfin, pour la température, on constate que dans le roc (figure 4.31), à la surface de la colonne d'eau, la température est élevée car les essais

ont été effectués en été. Dès qu'on s'éloigne de la surface, la température diminue et devient constante dans toute la colonne d'eau. Dans l'argile (figure 4.32), la température est élevée à la surface de l'eau mais diminue dès qu'on s'éloigne de la surface. Par contre, la température reprend son ascension au fur et à mesure qu'on se rapproche de la crépine.

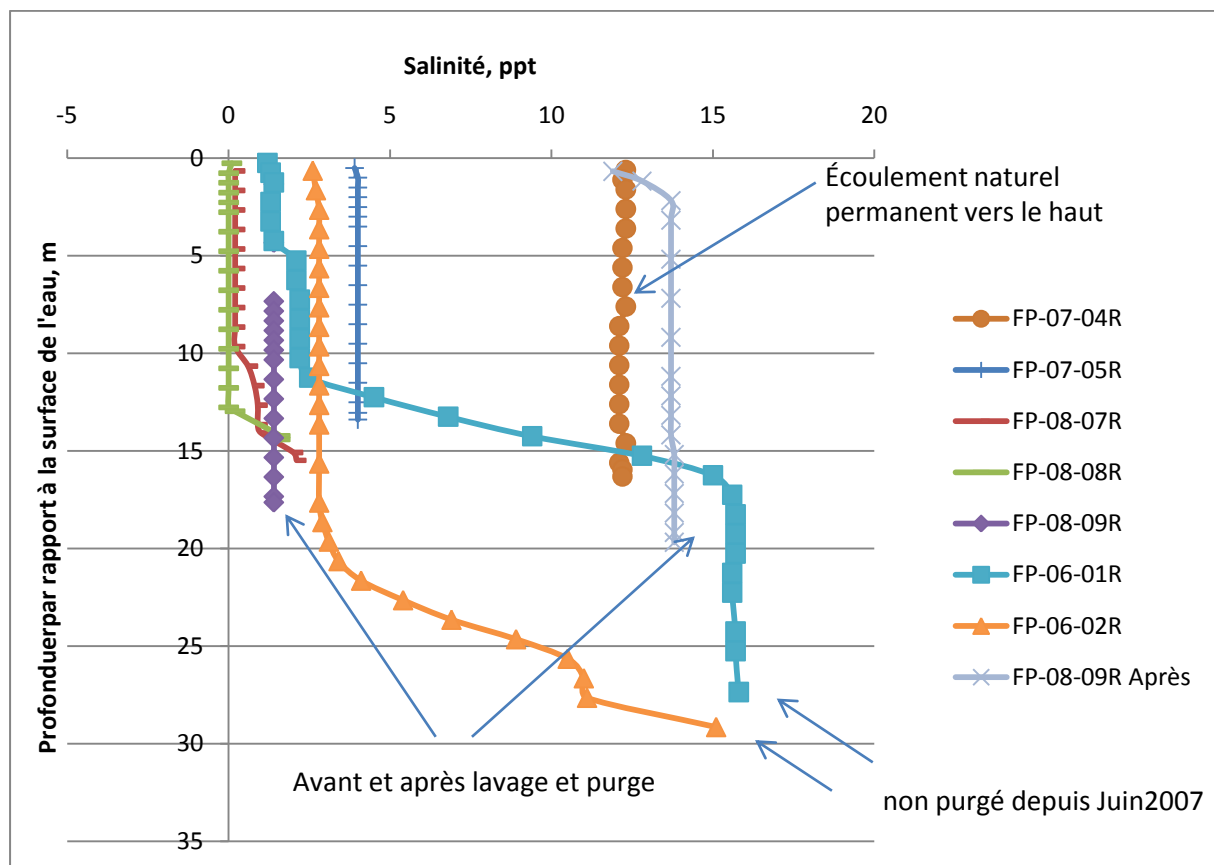


Figure 4.27: Évolution de la salinité de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans le roc (Mai 2009)

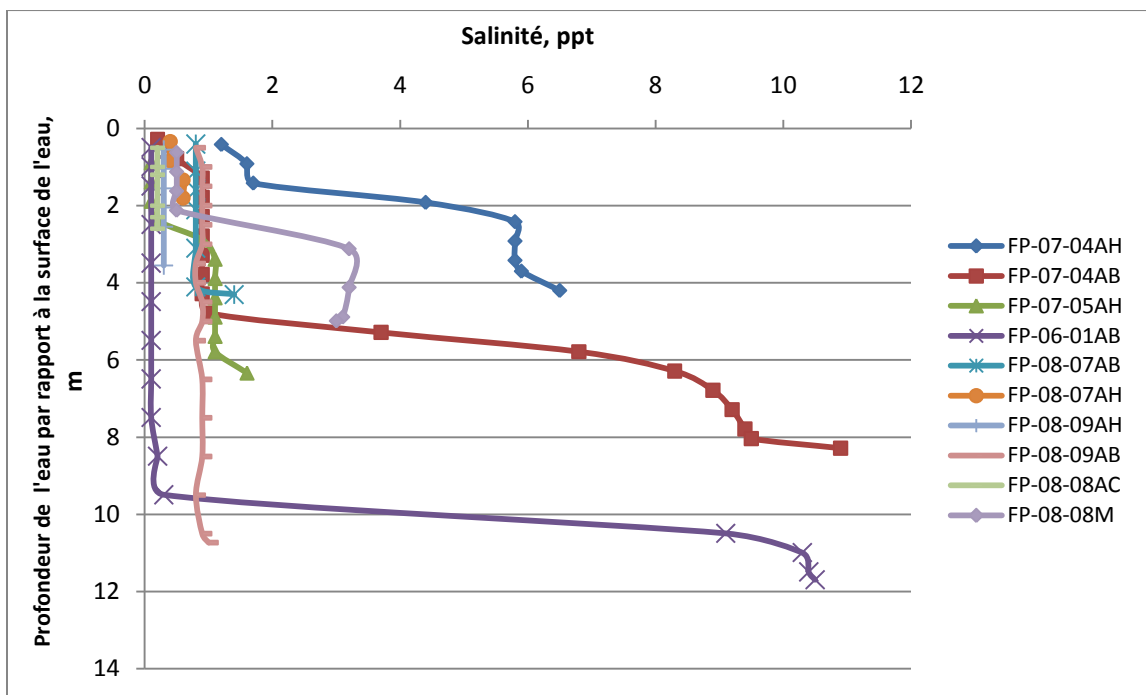


Figure 4.28: Évolution de la salinité de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans l'argile (Mai 2009)

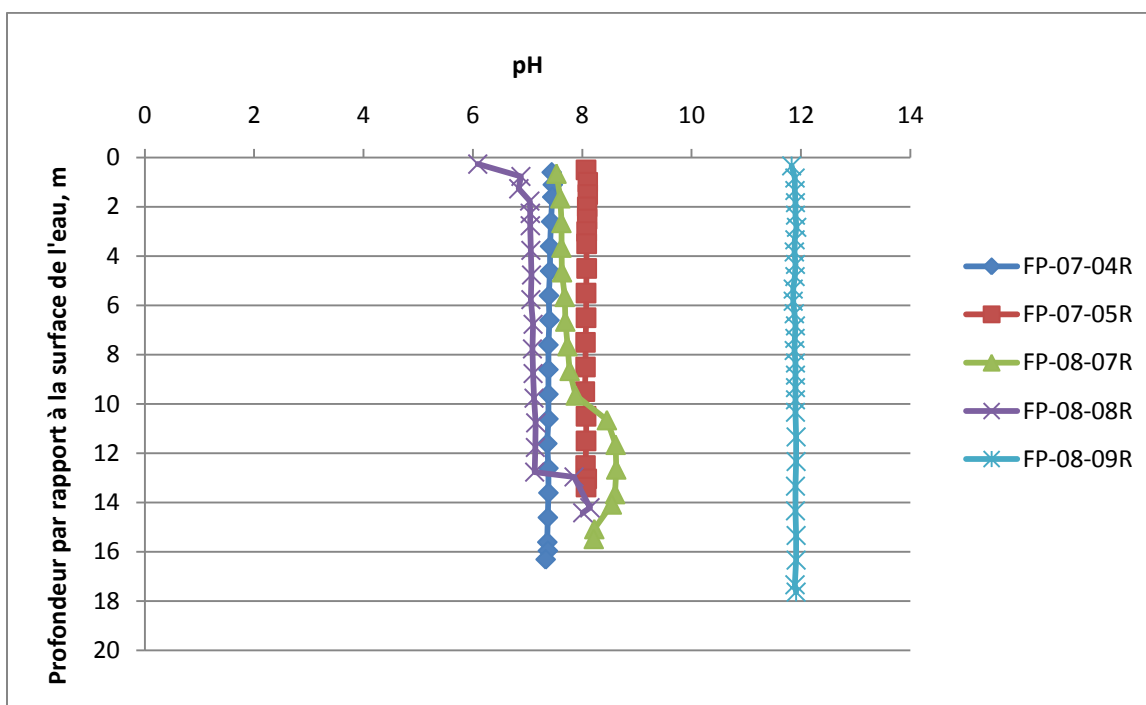


Figure 4.29: Évolution du pH de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans le roc (Mai 2009)

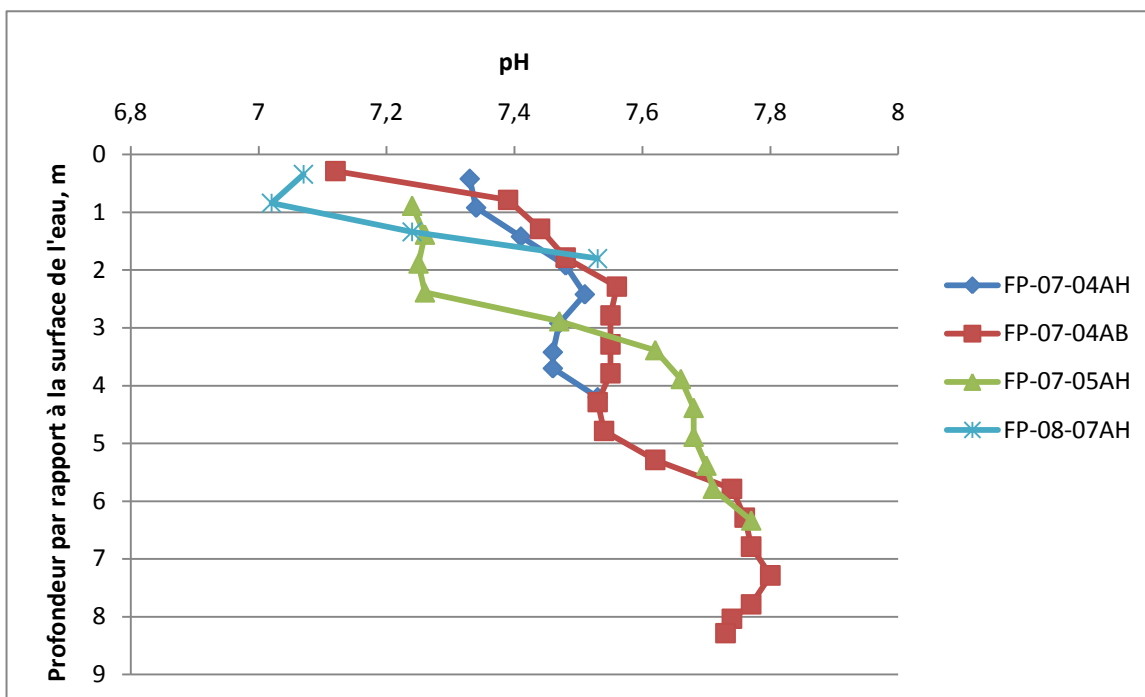


Figure 4.30: Évolution du pH de l'eau par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans l'argile (Mai 2009)

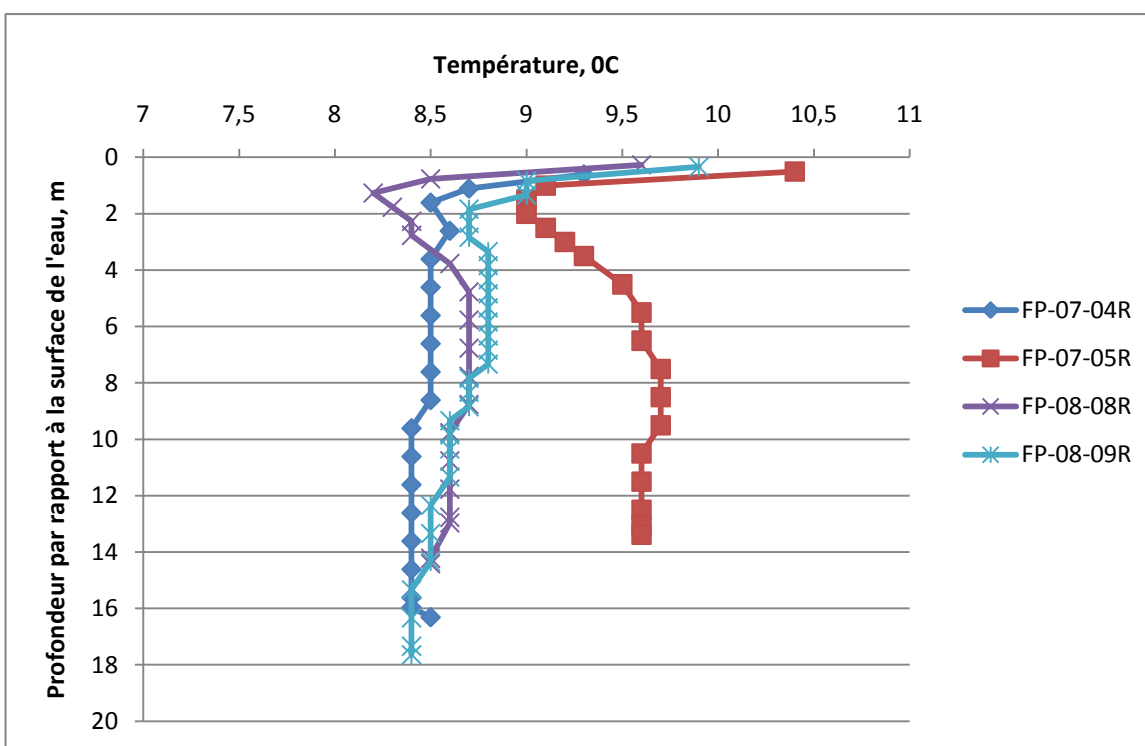


Figure 4.31: Évolution de la température par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans le roc (Mai 2009)

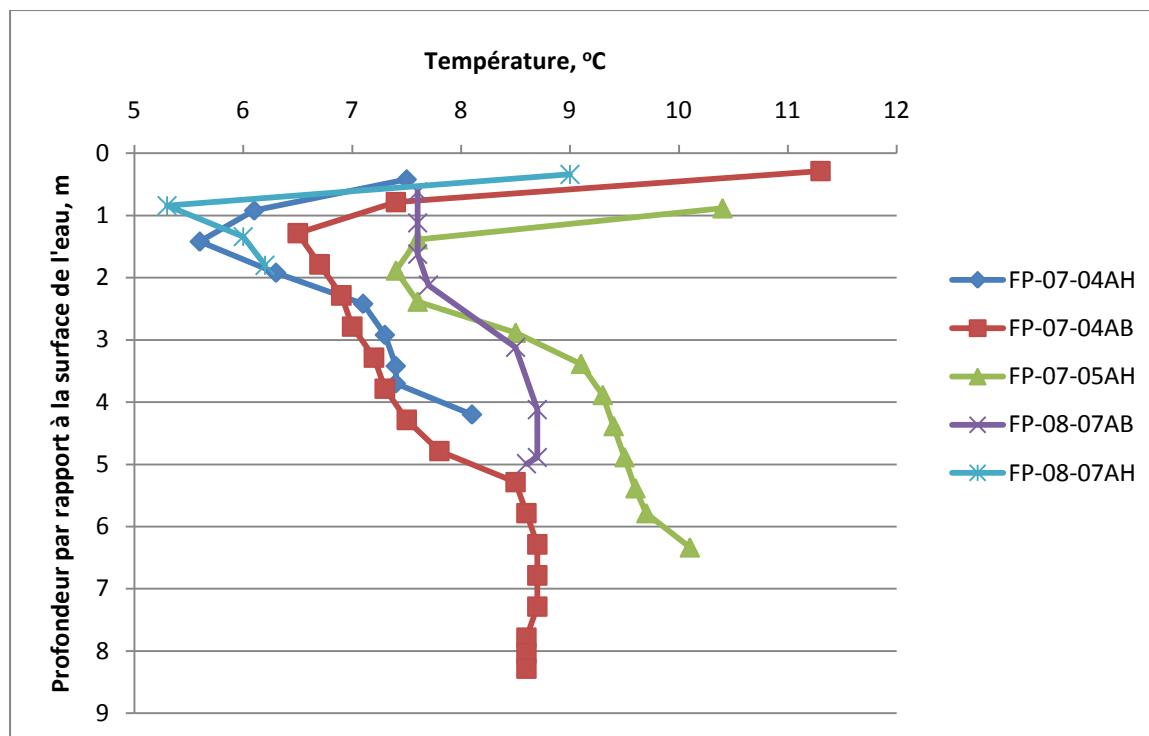


Figure 4.32: Évolution de la température par rapport à la profondeur de l'eau dans les piézomètres dans l'argile (Mai 2009)

L'analyse des résultats obtenus permet maintenant de justifier le fait qu'on n'échantillonne pas d'eau dans les piézomètres dans l'argile. Dans l'argile, à cause de la faible conductivité hydraulique qui se situe autour de 10^{-8} cm/s- 10^{-7} cm/s (Benabdallah et Chapuis, 2007), l'eau circule et se renouvelle très lentement. Il peut y avoir une diffusion des sels de l'argile vers l'eau de la crépine et du tuyau, ainsi qu'une précipitation des sels vers le bas du tuyau par exclusion des sels pendant le gel ou par différence de densité, ce qui justifie la hausse de la salinité quand on se rapproche de la crépine. Dépendamment du point où l'eau est extraite, la chimie de cette dernière sera différente. Aussi, il n'est pas prudent de vider les piézomètres dans l'argile pour permettre à l'eau de se régénérer parce que cela produit des contraintes mécaniques élevées dans l'argile, ce qui peut endommager la lanterne et fracturer l'argile. Pour ces raisons, il est recommandé de ne pas échantillonner l'eau directement dans les piézomètres dans l'argile. Il est préférable d'extraire l'eau interstitielle d'un échantillon d'argile intacte pour déterminer les profils d'ions dans cet échantillon.

4.6 Conductivité hydraulique de l'argile

La conductivité hydraulique de l'argile est un paramètre qui doit être déterminé avec soin et précision. Il est primordial d'obtenir des valeurs de k afin de conduire l'étude hydrogéologique ainsi que la modélisation numérique.

4.6.1 Conductivité hydraulique au laboratoire

Lors de l'opération de forage, l'argile a été échantillonnée à l'aide de tubes Shelby. Une fois au laboratoire, on a extrait l'argile des tubes grâce à un piston. Les échantillons obtenus sont montés dans les cellules triaxiales et œdométriques pour effectuer des essais de perméabilité.

4.6.1.1 Cellules triaxiales

Les essais de perméabilité menés sur la cellule triaxiale sont conduits selon la méthodologie décrite précédemment et la norme ASTM D5084-00. Les résultats obtenus sont présentés dans les figures 4.33, 4.34 et 4.35 ci-dessous. Notons que pour cette section, on dispose d'un grand nombre de résultats: 33 essais triaxiaux ont été réalisés pour le présent projet, 6 essais ont été réalisés par la firme GSI Environnement et 9 essais ont été conduits par l'auteur dans le cadre d'un projet antérieur. Tous ces résultats donnent la valeur de la conductivité hydraulique de l'argile Champlain dans le secteur de BFI-Lachenaie.

En analysant l'évolution de la conductivité hydraulique par rapport à l'élévation de l'échantillon d'argile (figure 4.33), on constate que la valeur de k n'est pas influencée par l'emplacement de l'échantillon dans la couche d'argile. En effet, on constate que la conductivité hydraulique dans l'ensemble des tests conduits se situe autour d'un ordre de grandeur de 10^{-7} cm/s.

En compilant l'ensemble des résultats dont on dispose, les résultats obtenus durant nos trois campagnes 2006, 2007 et 2008 concordent avec les travaux antérieurs réalisés sur une argile Champlain provenant du même site. En effet, on constate que la conductivité hydraulique moyenne de l'argile est de $1.81 \cdot 10^{-7}$ cm/s. Toutes les valeurs obtenues se trouvent dans l'intervalle ($7.70 \cdot 10^{-8}$ cm/s; $3.67 \cdot 10^{-7}$ cm/s). La conductivité hydraulique de l'argile varie relativement peu d'un site à un autre et d'une profondeur à une autre. On peut dire pour l'instant, et au vu de ces résultats, que d'un point de vue hydraulique, cette couche d'argile est homogène mais avec une composante variable dans ces propriétés.

Enfin, on constate dans la figure 4.35 que la hauteur des échantillons testés varie entre 6 cm et 12 cm. La conductivité hydraulique de l'argile n'est pas influencée par ce changement de dimension de l'échantillon. On verra plus tard si le passage à de plus petits échantillons (cellule œdométriques) aura des répercussions sur la valeur de k .

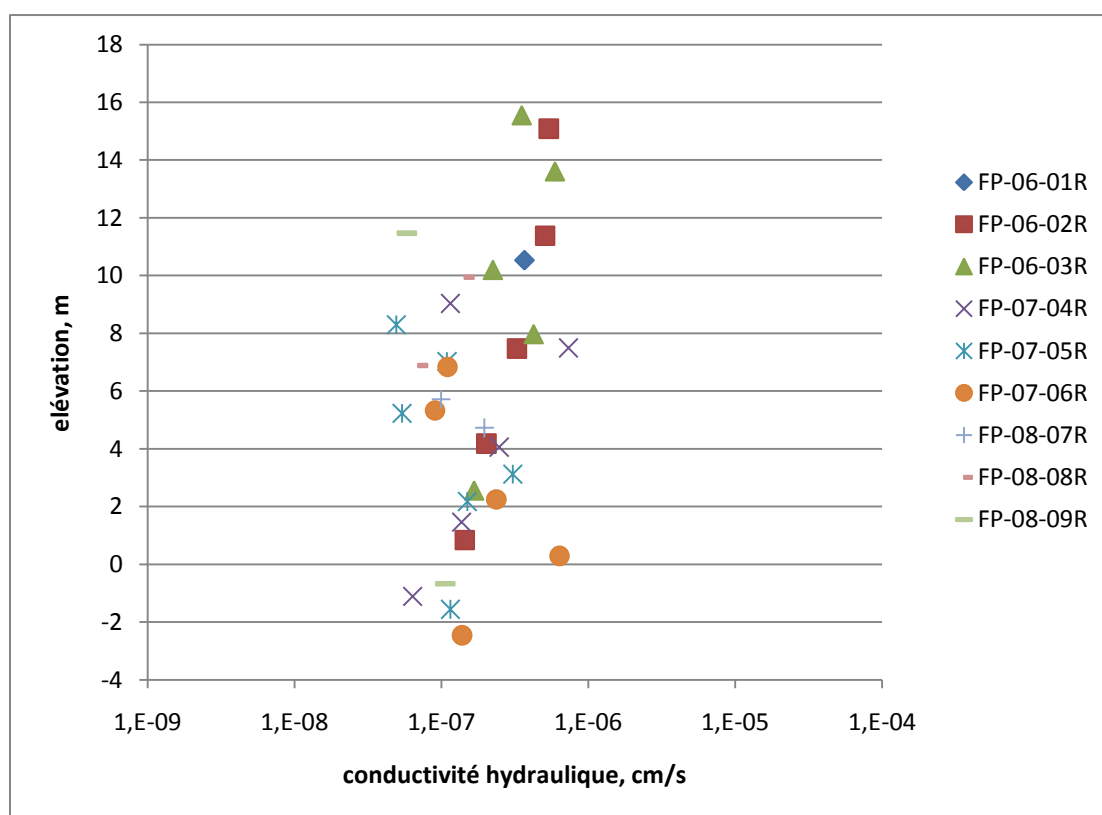


Figure 4.33: Conductivité hydraulique de l'argile en fonction de l'élévation de l'échantillon

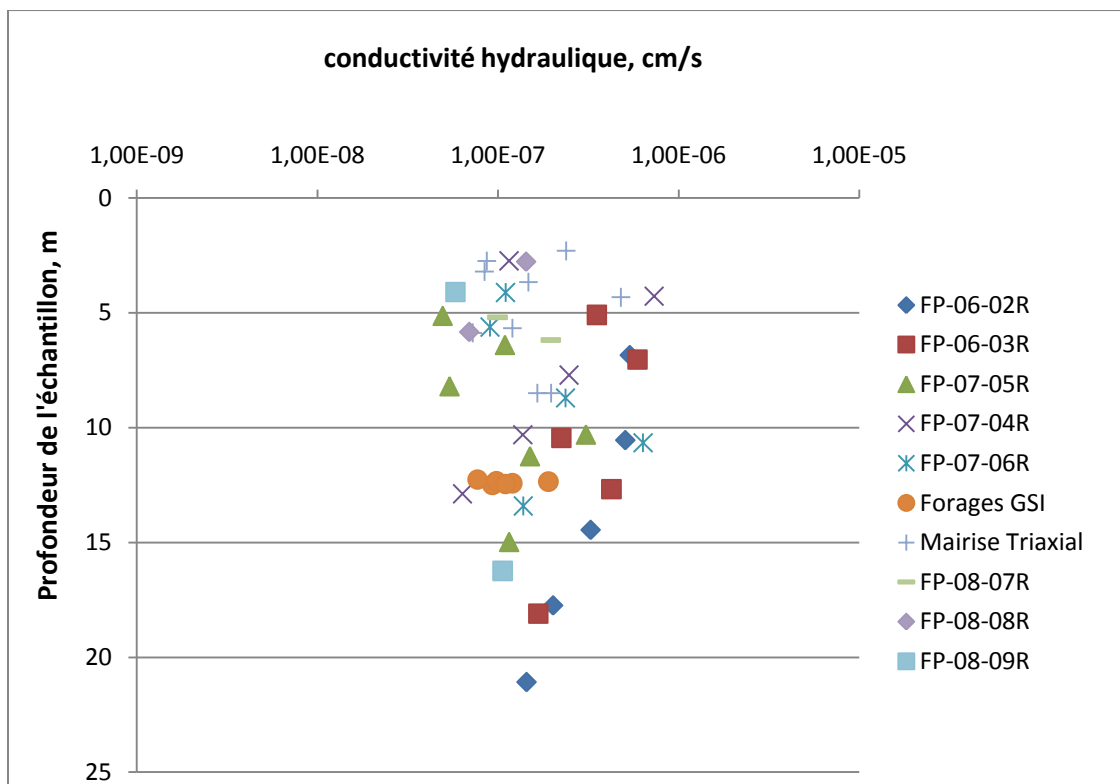


Figure 4.34: Conductivité hydraulique en fonction de la profondeur de l'échantillon

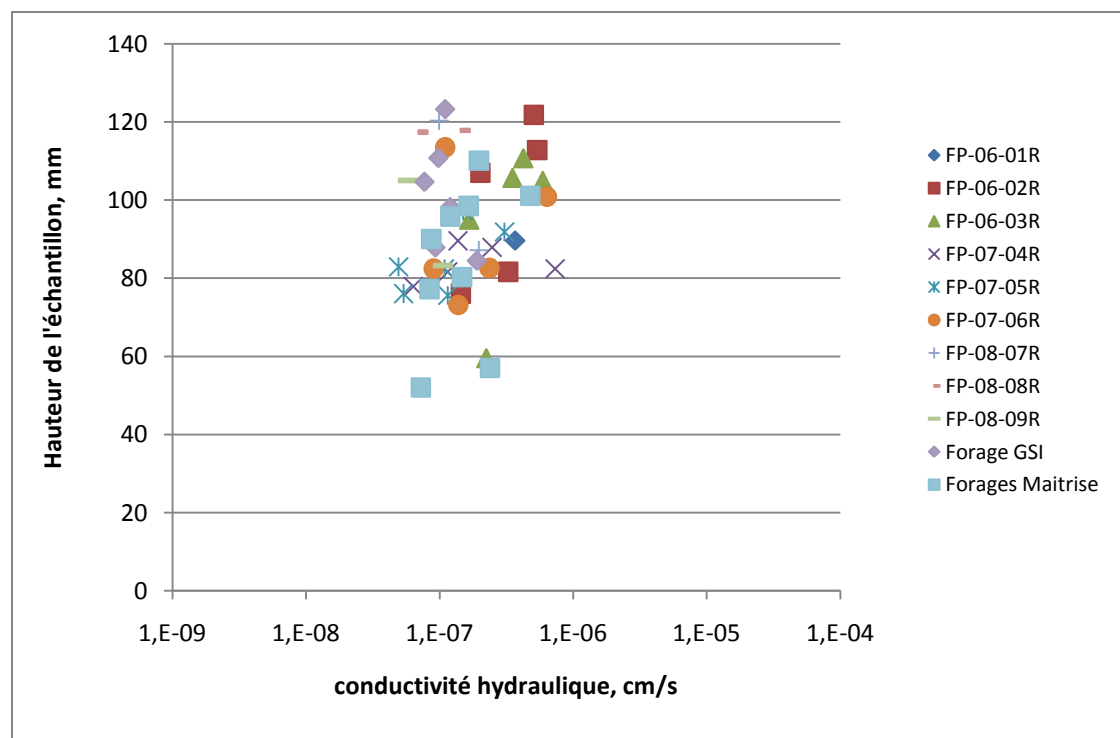


Figure 4.35: Conductivité hydraulique en fonction de la hauteur de l'échantillon

4.6.1.2 Cellules œdométriques

La deuxième série d'essais de conductivité hydraulique au laboratoire est conduite sur des cellules œdométriques selon la norme ASTM D 5856-95. Des essais de perméabilités sont lancés sur un échantillon d'argile après certaines étapes de chargement lors des essais de consolidation: chargements à 51 kPa, 204 kPa, 544 kPa, 1089 kPa et 1633 kPa .

D'après les résultats obtenus, on remarque dans la figure 4.35, que la conductivité hydraulique est dans l'ordre de grandeur de 10^{-9} m/s à une contrainte effective inférieure à la pression de préconsolidation alors qu'à la fin du chargement, on passe un ordre de grandeur de 10^{-10} m/s.

Dans la figure suivante (figure 4.36), on a superposé le graphe obtenu pour e versus $\log k$ avec le graphe de Leroueil et al. (1983) où différentes argiles dont des argiles Champlain sont présentées. On constate que les argiles provenant des forages de Lachenaie se trouvent dans les mêmes intervalles que les argiles de la mer Champlain (Louiseville, St-Zothique,...). En effet, leurs indices des vides varient entre 0,8 à la fin de la consolidation et 2.0 au début des chargements avec des conductivités hydrauliques allant d'un ordre de grandeur de 10^{-9} m/s pour des indices des vides naturels e_0 à 10^{-10} m/s pour des indices des vides en état de consolidation.

Enfin, pour les différents paliers de chargement, on constate que les graphiques du logarithme de la conductivité hydraulique versus l'indice des vides évoluent de la même façon pour tous les échantillons.

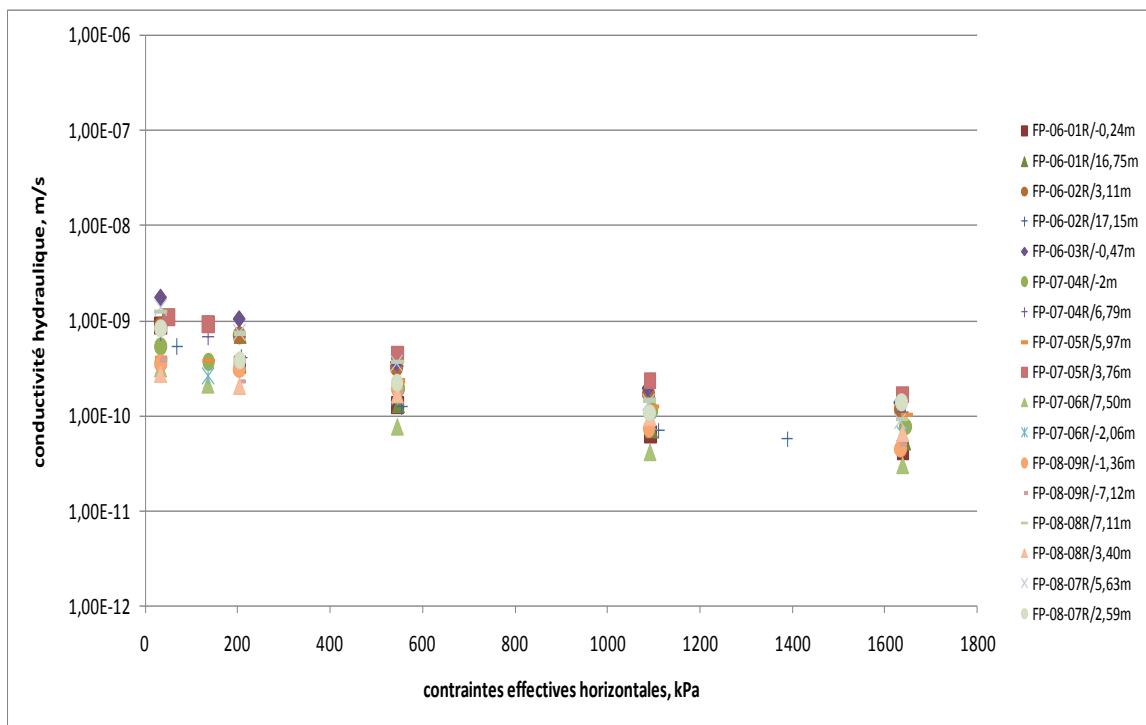


Figure 4.36: Conductivité hydraulique de l'argile versus les contraintes effectives horizontales à différentes élévations

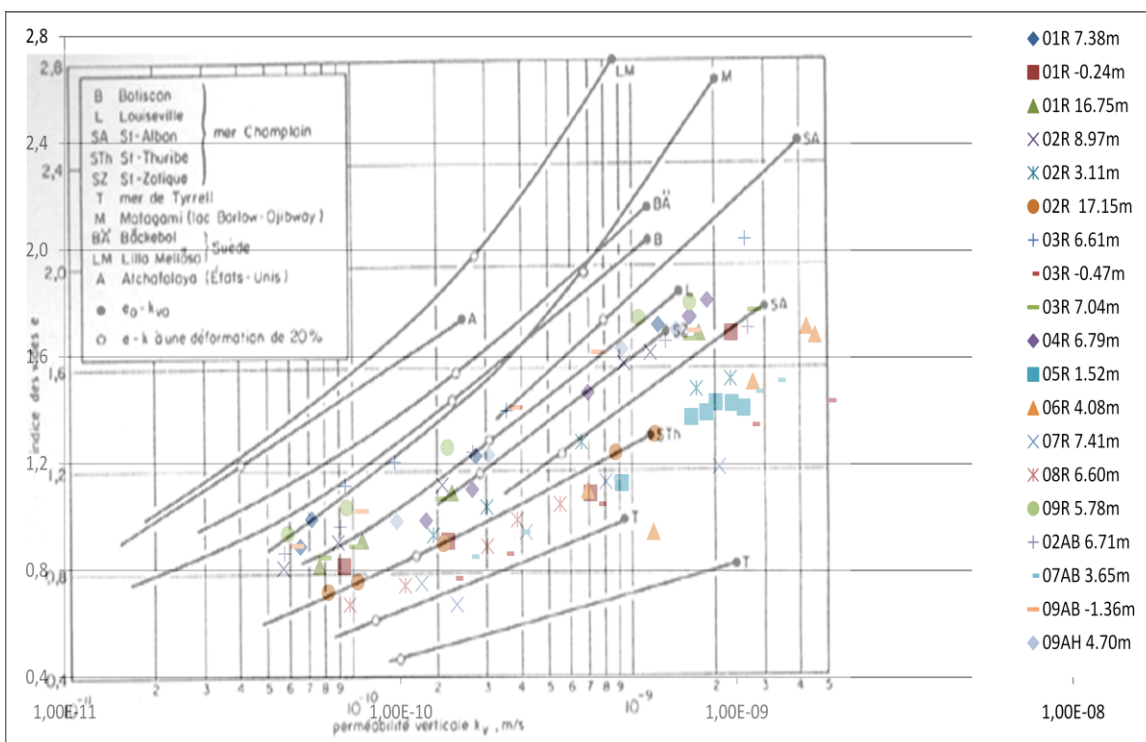


Figure 4.37: Indice des vides e versus conductivité hydraulique pour différentes argiles

4.6.2 Conductivité hydraulique in situ

L'estimation de la conductivité hydraulique in situ des argiles Champlain de la zone d'étude a été possible par une trentaine d'essais réalisés sur nos piézomètres. Aussi, on dispose d'une banque de données qui contient les résultats de 15 essais réalisés par la firme GSI Environnement et 20 essais réalisés par l'auteur dans un projet antérieur. Tous ces essais ont été réalisés sur la couche d'argile de Lachenaie étudiée.

Les résultats des essais obtenus lors de nos différentes campagnes sont présentés dans le tableau 4.5 ci-dessous. On constate à première vue que les résultats obtenus avec les deux méthodes d'interprétation Chapuis et al. (1981) et Chiasson (2005) sont identiques à 10% près.

Tableau 4.5: Conductivités hydrauliques in situ des différents forages

Forage	L Lanterne (mm)	d (mm)	k Chapuis (cm/s)	k Chiasson (cm/s)
FP-06-01-AB	914	114	8,81E-08	9,14E-08
FP-06-01-AH	914	114	9,75E-08	9,77E-08
FP-06-02-AB	1320	114	4,69E-08	5,10E-08
FP-06-02-AH	910	114	9,98E-08	1,00E-07
FP-06-03-AB	1140	114	9,67E-08	1,18E-07
FP-06-03-AH	860	114	8,69E-08	9,15E-08
FP-07-04-AH	940	114	5,27E-08	6,87E-08
FP-07-04AH	914	114	5,49E-08	7,16E-08
FP-07-04-AH	914	114	5,88E-08	5,75E-08
FP-07-05-AB	660	114	9,68E-08	1,02E-07
FP-07-05-AB	660	114	1,14E-07	1,44E-07
FP-07-05-AB	660	114	1,07E-07	1,04E-07
FP_07-05AB	660	114	1,20E-07	1,51E-07
FP-07-05-AB	660	114	9,71E-08	9,54E-08
FP-07-05-AH	660	114	7,59E-08	7,46E-08
FP-07-05-AH	660	114	8,32E-08	8,09E-08
FP-07-05AH	660	114	8,72E-08	8,48E-08
FP-07-06-AB	711	114	4,58E-08	4,62E-08
FP-07-06AB	711	114	4,83E-08	4,80E-08
FP-07-06AH	737	114	7,96E-07	8,91E-07
FP-07-06-AH	737	114	5,21E-07	5,13E-07
FP-07-06-AH	737	114	7,61E-07	8,52E-07
FP-08-08AC	660	114	7,78E-08	8,33E-08
FP-08-09AB	762	114	8,77E-08	9,36E-08
FP-08-09AH	686	114	2,74E-07	3,40E-07

Pour Chiasson (2008), le graphe des vitesses où la vitesse est considérée comme étant la variable indépendante et la charge H comme étant la variable dépendante surestime systématiquement k par rapport à la méthode dite des graphes des vitesses alternative. Chiasson (2008) recommande de corriger ce biais en permutant les variables indépendante et dépendante utilisées dans la méthode du graphe des vitesses. Cela permet d'obtenir des conductivités hydrauliques plus exactes que celles obtenues avec les autres méthodes d'interprétation. Si la différence entre la méthode dite Z-t et la méthode alternative des vitesses est petite, la méthode Z-t peut être considérée comme étant plus précise.

On constate aussi dans la figure 4.38 que toutes les conductivités hydrauliques obtenues ont un ordre de grandeur de 10^{-7} cm/s et une valeur moyenne de $1.67 \cdot 10^{-7}$ cm/s. La seule valeur élevée est constatée au niveau du forage 6 où d'après les logs de forages, la crépine se trouve au niveau d'une couche d'argile oxydée. Aussi, d'après les logs de forages, on sait que les centres des crépines des forages FP-07-06AH et FP-07-06AB se trouvent à des élévations de 5.96m et 1.64m et que ces forages se trouvent à proximité de la rivière des Mille-Îles où la croûte d'argile est la plus épaisse: il est donc normal que cette valeur k mesurée dans la croûte soit plus élevée, et elle ne doit pas être considérée dans l'analyse des valeurs k de l'argile sous la croûte. Si on ne prend pas en compte les forages du site 06, la conductivité hydraulique moyenne serait de $9,83 \cdot 10^{-8}$ cm/s. On constate que les différents essais de perméabilité in situ réalisés depuis l'année 2003, sur une quarantaine de piézomètres installés dans la même couche d'argile, donnent des valeurs voisines. Ces valeurs sont en accord avec les résultats obtenus lors des essais triaxiaux au laboratoire. Aussi, on constate que la longueur de la crépine n'influence pas les résultats obtenus. Il n'y a donc pas d'effet d'échelle à ce niveau même quand cette longueur passe de 600 mm à 1200 mm environ.

Aussi, on constate dans la figure 4.38 que ni l'emplacement géographique des piézomètres ni leur proximité de la rivière des prairies à l'ouest n'ont une influence sur la conductivité hydraulique in situ. Enfin, soulignons que les valeurs de k obtenues en haut et en bas de la couche d'argile sont très proches, ce qui confirme que la couche d'argile est homogène d'un point de vue hydrogéologique.

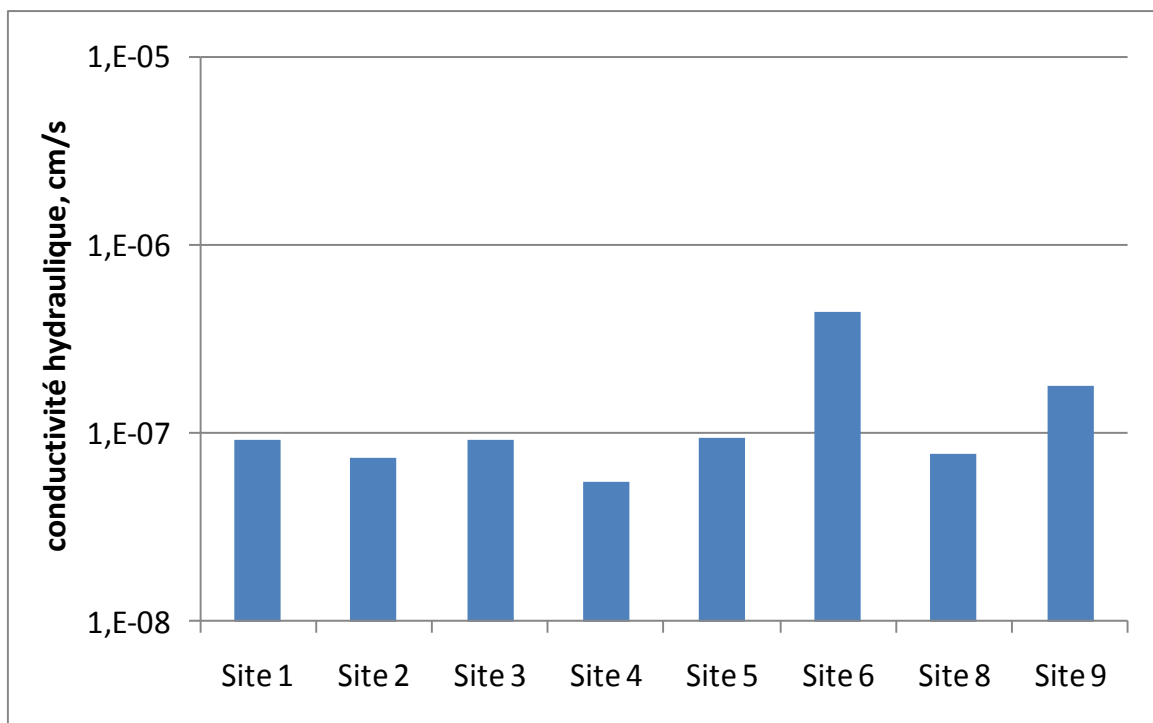


Figure 4.38: Conductivité hydraulique moyenne in situ

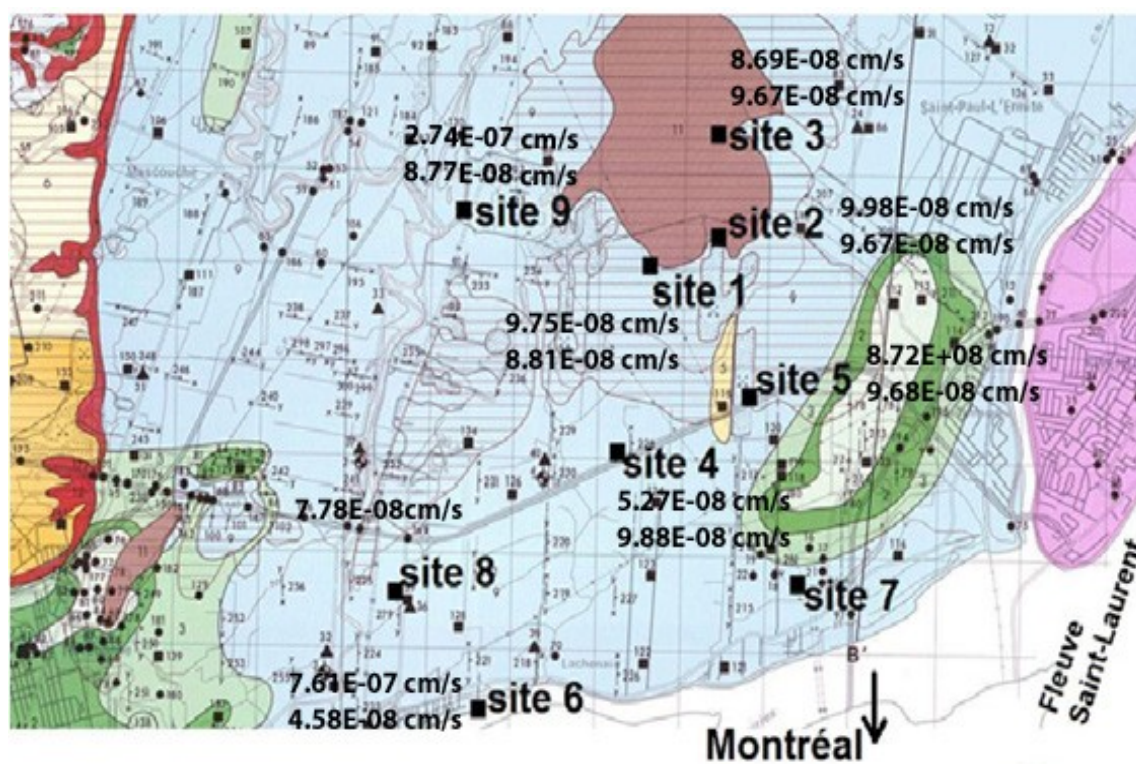


Figure 4.39: Emplacement des sites et conductivités hydrauliques en haut et en bas de la couche d'argile

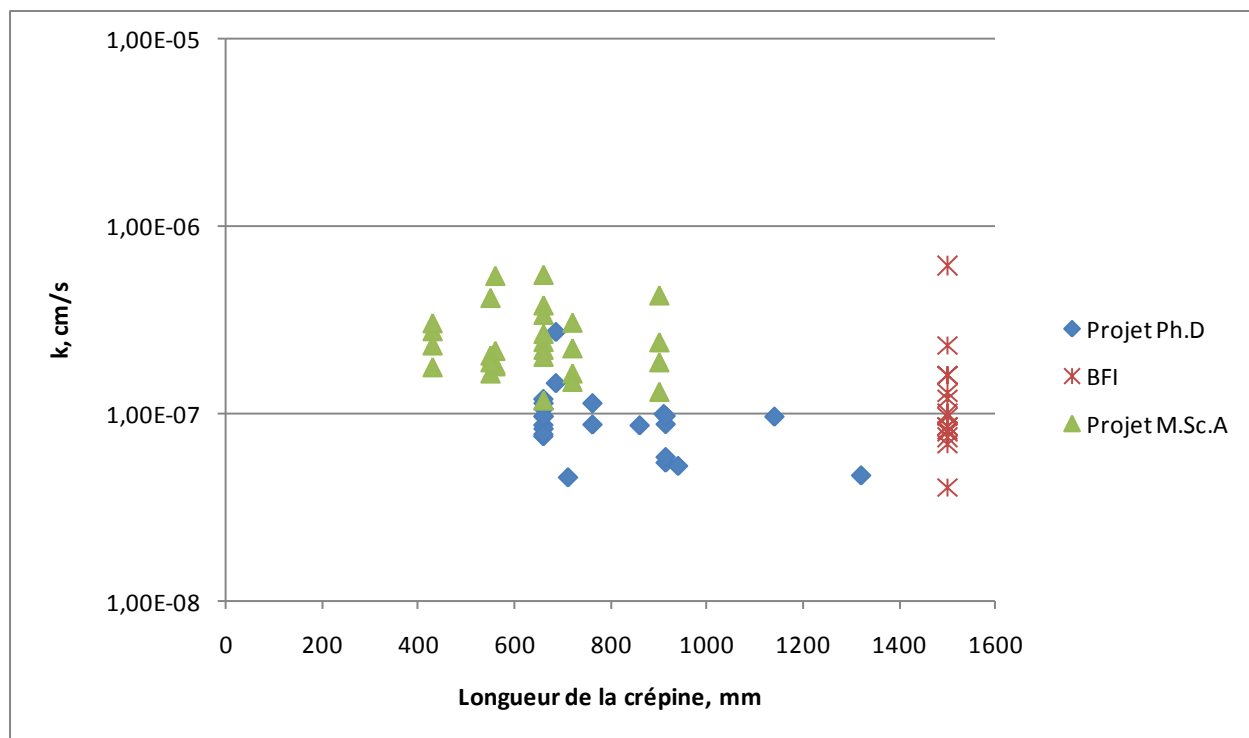


Figure 4.40: Conductivité hydraulique in situ en fonction de la longueur de la crépine

4.7 Prédiction de la conductivité hydraulique dans l'argile

Il existe plusieurs méthodes pour prédire la conductivité hydraulique d'un sol. Le choix de la méthode dépend de la nature de ce dernier et des informations dont on dispose au moment de faire cette estimation. Ces informations peuvent être des études granulométriques, sédimentométriques et des limites de consistance dites d'Atterberg. Avant de pouvoir prédire la valeur de la conductivité hydraulique de l'argile étudiée, certaines propriétés de cette dernière doivent être connues ou calculées. Dans le cadre de ce projet, on dispose de plusieurs informations et données et notamment des limites d'Atterberg, des densités des solides et les indices des vides de chaque échantillon.

Dans cette étude, on a choisi d'employer deux méthodes: La méthode de Kozeny-Carman et la méthode de Mbonimpa et al. (2002) afin de prédire les valeurs de la conductivité hydraulique de l'argile.

4.7.1 Méthode de Kozeny-Carman

Cette méthode est valable pour les sols plastiques, il faut donc vérifier que l'indice de plasticité I_p est compris entre 15% et 40% (Chapuis, 2001). Ensuite, il faut déterminer la valeur de la surface spécifique pour chaque échantillon. Chapuis et Aubertin (2003) proposent d'évaluer S_s à partir de la limite de liquidité LL quand $LL \leq 110\%$.

$$\frac{1}{S_s} = 1.3513 * \left(\frac{1}{LL} \right) - 0.0089 \quad (1.98)$$

Avec, S_s : surface spécifique en (m^2/g)

LL: limite de liquidité (%)

Cette équation prédit des valeurs de S_s voisine à $\pm 25\%$ de la valeur mesurée par méthodes physiques pour $LL < 60\%$. Pour $LL > 60\%$, les valeurs prédites sont mauvaises.

Une fois les valeurs de la surface spécifique calculées, on utilise la formule de Kozeny-Carman pour estimer la valeur de la conductivité hydraulique comme suit:

$$\log k_{prédite} = 0.5 + \log \left(\frac{e^3}{D_R^2 \cdot S_s^2 \cdot (1 + e)} \right) \quad (1.99)$$

Avec, $k_{prédite}$: conductivité hydraulique prédite en m/s

S_s : Surface spécifique en m^2/kg

D_R : Densité des solides

e : Indice des vides du sol

4.7.2 Méthode de Mbonimpa et al. (2002)

Mbonimpa et al. (2002) présentent une méthode de prédiction de la valeur de la conductivité hydraulique saturée qui se base sur les propriétés pédologiques des matériaux. L'originalité du modèle développé par les auteurs est l'utilisation d'une relation explicite entre la tortuosité du média et son indice des vides puis le développement d'une nouvelle formule qui relie la surface spécifique massique S_m et la limite de liquidité pour les sols argileux.

L'équation fondamentale pour la conductivité hydraulique k est formulée en combinant les différents facteurs d'influences:

$$k = f_f \cdot f_v \cdot f_s \quad (1.100)$$

f_f : Fonction des propriétés du fluide, $m^{-1}.s^{-1}$

f_v : Fonction des vides, m^3m^{-3}

f_s : Fonction de la surface caractéristique des grains, m^2

Fonction du fluide

La conductivité hydraulique est affectée par les propriétés du fluide passant à travers les pores, par la viscosité dynamique μ_w et γ_w .

$$f_f = f_w = \frac{\gamma_w}{\mu_w} \quad (1.101)$$

μ_w : Viscosité dynamique de l'eau, $kg.m^{-1}.s^{-1}$

γ_w : Poids volumique de l'eau, kN/m^3

Fonction des vides

La fonction des vides est une extension de l'équation de Kozeny-Carman.

$$f_v \equiv f_e = C_e \frac{e^{3+x}}{1+e} \quad (1.102)$$

C_e, x : Paramètres du matériau qui représentent l'influence de la tortuosité

Pour des argiles, le paramètre x est défini comme suit:

$$x = 7.7w_L^{-0.15} - 3 \quad (1.103)$$

w_L : Limite de liquidité

Fonction caractéristique de la surface

D'après Kozeny (1953), Carman (1956), Chapuis et Montour (1992) et Chapuis et Aubertin (2001), la fonction caractéristique de la surface est déterminée comme suit:

$$f_s = \frac{1}{\rho_s^2 \cdot S_m^2} \quad (1.104)$$

ρ_s : Densité des grains, kg/m³

S_m : Surface spécifique massique, m²/kg

Pour les sols plastiques et cohésifs,

$$S_m = \lambda \cdot w_L^\chi \quad (1.105)$$

Pour $21 < S_m < 433$ m²/kg et $25\% < w_L < 127\%$, $\lambda = 0.2$ m²/g et $\chi = 1.5$.

Donc,

$$f_s \equiv f_L = \frac{1}{\lambda^2 \cdot \rho_s^2 \cdot w_L^{2\chi}} \quad (1.106)$$

et

$$C_e \cdot f_w \cdot f_s = 0.063 \cdot w_L^{-3.3} \quad (1.107)$$

La conductivité hydraulique pour une argile est estimée en utilisant la formule suivante:

$$k_p = C_p \cdot \frac{\gamma_w}{\mu_w} \cdot \frac{e^{3+\chi}}{1+e} \cdot \frac{1}{\rho_s^2 \cdot w_L^{2\chi}} \quad (1.108)$$

avec

$$C_p = \frac{C_e}{\lambda} \quad (1.109)$$

k_p : conductivité hydraulique pour sols plastiques, cm/s

C_p : constante utilisée dans l'équation proposée pour les sols plastiques/cohésifs, g²/m⁴

La limite de liquidité w_L peut être remplacée par e_L avec $e_L = 0.01 \cdot G_s \cdot w_L$. Cela rapproche le modèle de sa base physique.

L'originalité de ce modèle développé par les auteurs est que ce dernier utilise une relation explicite entre la tortuosité du médium et son indice des vides puis le développement d'une nouvelle formule qui relie la surface spécifique massique S_m et la limite de liquidité pour les sols argileux.

D'après les résultats obtenus, on constate que la conductivité hydraulique moyenne selon la méthode proposée par Mbonimpa et al. (2002) est $3.5 \cdot 10^{-7}$ cm/s alors qu'avec Kozeny-Carman, on a une conductivité hydraulique moyenne de $1.67 \cdot 10^{-8}$ cm/s. On constate que la conductivité hydraulique prédite avec la méthode proposée par Mbonimpa et al. (2002) ne varie que très peu avec l'indice des vides et avec la profondeur. C'est le même constat émis pour la méthode de prédiction de Kozeny-Carman (Figure 4.40 et 4.41).

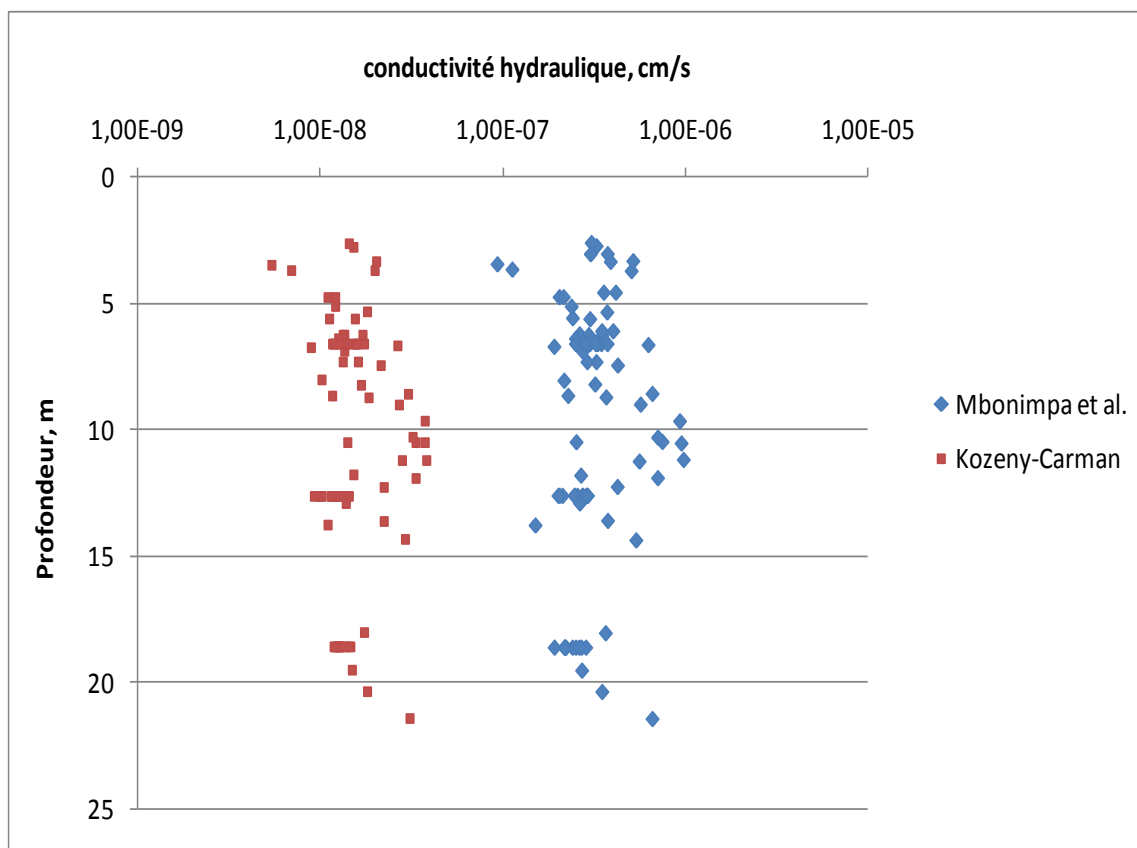


Figure 4.41: Évolution des conductivités hydrauliques prédites en fonction de la profondeur

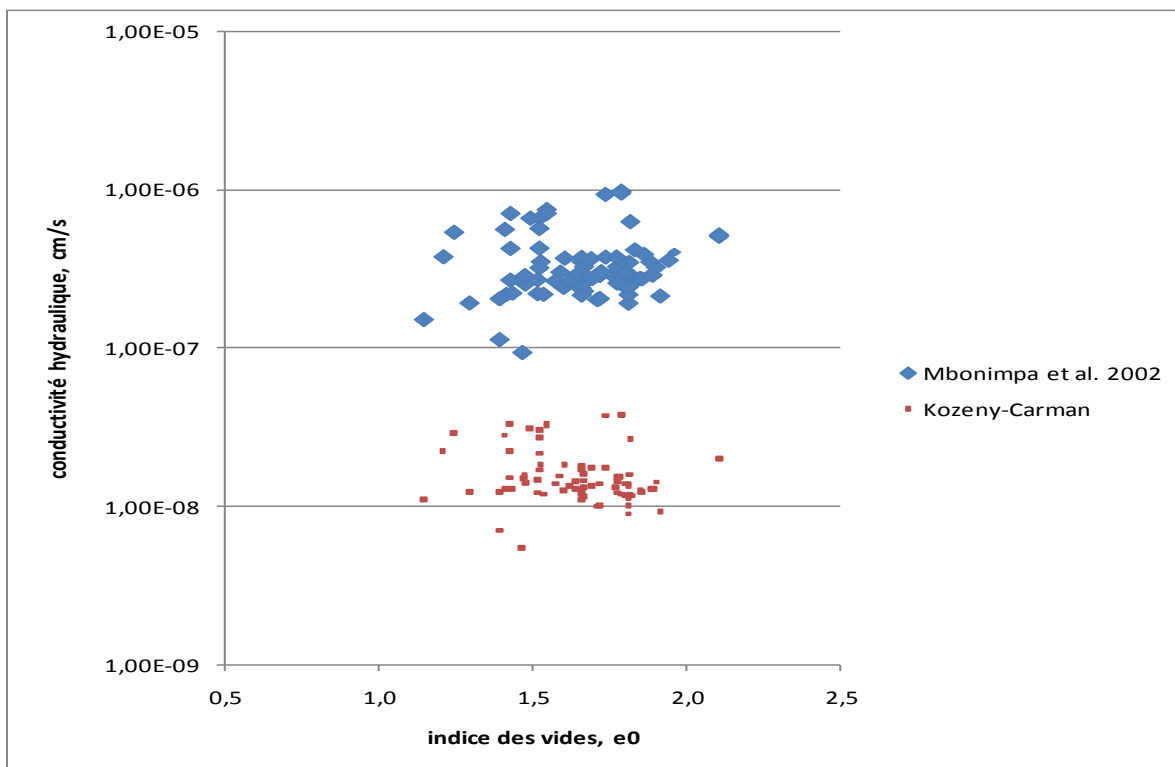


Figure 4.42: Conductivité hydraulique versus indice des vides

Afin de prédire la valeur de la conductivité hydraulique de l'argile étudiée, deux méthodes de prédiction ont été utilisées. La première méthode dite méthode de Kozeny-Carman donne des conductivités hydrauliques d'un ordre de grandeur de 10^{-8} cm/s (tableau 4.7) alors que la méthode proposée par Mbonimpa et al. (2002) a livré des résultats d'un ordre de grandeur de 10^{-7} cm/s (tableau 4.6). Cette deuxième méthode semble plus fiable que la première car elle prend en considération les caractéristiques du fluide, des vides et de la surface spécifique alors que la méthode de Kozeny-Carman ne prend en considération que la surface spécifique calculée à partir de la limite de liquidité de l'argile.

On peut dire aussi que les méthodes de prédiction ont été établies pour un échantillon homogène testé au laboratoire, et qu'elles ne prennent pas en compte plusieurs paramètres et notamment les essais in situ, la méthode de forage (préparation de la lanterne) et les dimensions des échantillons prélevés. Donc, elles ne nous permettent pas de vérifier l'existence ou non d'effets d'échelles et l'influence de la méthode de forage sur la qualité des résultats.

Tableau 4.6: Valeurs et paramètres utilisés pour estimer la conductivité hydraulique avec la méthode de Mbonimpa et al. (2002) pour cinq échantillons d'argile

Forage	w _L (%)	Prof. (m)	e ₀	ρ _s (kg/m ³)	Sm (m ² /kg)	x	e _L	fs .10 ⁻¹¹	fw .10 ³	Ce .10 ⁻¹	Cp (g ² /m ⁴)	fv	Kp .10 ⁻⁷ (cm/s)
01R	41,58	21,42	1,49	2750	53,62	1,40	0,0114	4,60	9,80	6,36	3,18	1,47	6,64
02R	63,93	3,66	1,39	2750	102,22	1,13	0,0176	1,27	9,80	5,59	2,79	0,91	1,12
03R	63,22	6,25	1,81	2750	100,54	1,13	0,0174	1,31	9,80	5,61	2,80	2,31	2,97
04R	51,63	6,64	1,81	2750	74,20	1,26	0,0142	2,40	9,80	5,96	2,98	2,68	6,32
05R	42,32	10,30	1,54	2750	55,07	1,39	0,0116	4,36	9,80	6,32	3,16	1,67	7,13

Tableau 4.7: Valeurs et paramètres utilisés pour estimer la conductivité hydraulique avec la méthode de Kozeny-Carman pour six échantillons d'argile

Forage	prof. (m)	w _p (%)	w (%)	w _L (%)	l _p (%)	l _L (%)	e ₀	Ss (m ² /kg)	log k	k 10 ⁻⁸ (cm/s)
FP-06-01R	21,42	19,68	36,88	41,58	21,90	78,53	1,49	42373	-9,51	3,09
FP-06-02R	8,65	23,10	63,69	62,69	39,59	102,52	1,66	79016	-9,94	1,16
FP-06-03R	6,25	21,60	62,26	63,22	41,62	97,70	1,81	80164	-9,86	1,37
FP-07-04R	2,74	18,97	--	60,35	41,38	--	1,77	74127	-9,82	1,53
FP-07-05R	8,57	25,33	54,30	42,45	17,11	169,26	1,52	43601	-9,51	3,06
FP-07-06R	11,18	19,53	--	45,00	25,47	--	1,79	47326	-9,42	3,82

4.8 Effets d'échelle dans les argiles Champlain

La conductivité hydraulique des argiles de Lachenaie a été évaluée avec des méthodes de laboratoire avec des échantillons de 2 cm de hauteur sur les cellules œdométriques et des échantillons variant entre 6 cm et 12 cm placés dans des cellules triaxiales. Aussi, des essais de perméabilité in situ ont été conduits sur les piézomètres installés dans le cadre de ce projet et sur des piézomètres installés dans la même zone d'étude et ayant servi dans des études antérieures. Enfin, des méthodes d'estimation ont été utilisées pour prédire les valeurs de k à partir de données granulométriques et quelques propriétés des argiles. Ces différentes méthodes livrent des résultats qui ne coïncident pas toujours: cela est principalement dû aux effets d'échelles que Benabdallah et Chapuis (2007) ont déjà constaté dans une étude réalisée sur les argiles Champlain.

Plusieurs auteurs se sont intéressés aux effets d'échelles lors d'études de perméabilité. La littérature nous a démontré qu'il n'y avait pas encore un consensus à propos de ce sujet. Pour Cazaux et Didier (2002) qui ont comparé les résultats provenant d'essais au laboratoire et in situ sur une argile, il ressort que pour les essais in situ réalisés avec un infiltromètre, les résultats sont influencés par les conditions surfaciques et notamment par la surface par où l'infiltration se produit et par la technique utilisée. Au niveau des essais au laboratoire, l'effet d'échelle existe à cause de la représentativité de l'échantillon: les échantillons doivent avoir un diamètre minimal de 100 mm pour pouvoir être représentatifs. Par contre la comparaison entre les essais au laboratoire et les essais in situ est plus difficile car les conductivités hydrauliques ne sont pas calculées dans la même direction. L'écoulement est unidimensionnel et vertical dans les essais au laboratoire et horizontal et radial dans les essais in situ. Pour des sols à faible conductivité hydrauliques, les essais à niveau variable exigent beaucoup de temps pour que la variation du niveau d'eau dans le tube soit significative. Les essais pressiométriques quant à eux sous estiment la valeur de la conductivité hydraulique. Enfin, les auteurs concluent que les essais à niveau variable et les essais de laboratoires donnent des résultats comparables.

Rovey et Niemann (2000) démontrent qu'il existe bien une différence dans les résultats obtenus avec un essai à niveau variable et un essai de pompage. Ils expliquent ces effets d'échelle par les hétérogénéités du milieu qui sont plus ou moins importantes selon le volume de sol étudié. Plus le volume de sol testé est grand, plus l'hétérogénéité est importante et influente. Rovey et Cherkauer (1994) estiment que les chances qu'un essai à petite échelle soit perturbé par une hétérogénéité du milieu est minime. La perturbation ne sera importante que lors des mesures de conductivité à échelle régionale. Donc sur une petite échelle d'investigation, il y a moins de chances de rencontrer une hétérogénéité par rapport à un essai réalisé à une échelle régionale.

Butler et Healey (1997) rejettent l'idée qu'il puisse exister un effet d'échelle. Il ne s'agit selon eux que d'artéfacts liés entre eux, à l'installation du piézomètre et au développement de ce dernier. Sur des essais de pompage et des essais de perméabilité à niveau variable, ils constatent que l'effet pariétal se fait plus ressentir sur des essais à niveau variable. Pour un milieu fracturé, et notamment pour un aquitard de till argileux, Abichou et al. (2002) ont mené deux séries de tests pour déterminer l'existence ou non d'effets d'échelle: un « slug » test (essai in situ à niveau variable) et des essais en laboratoire. Les auteurs ont réalisé ces essais sur des blocs fracturés et

non fracturés. En tenant compte des fractures, la conductivité hydraulique augmente avec le volume testé. Par contre, sur le bloc non fracturé, l'effet d'échelle n'est pas constaté.

Enfin, Chapuis (2006) affirme que plusieurs auteurs prennent l'effet d'échelle comme excuse quand ils ignorent l'hétérogénéité du matériau testé ou pour couvrir des erreurs survenues lors de l'échantillonnage, la préparation, les tests et l'interprétation des essais au laboratoire et lors du forage et l'installation des piézomètres lors des essais in situ.

Notre investigation a consisté à voir l'évolution de la valeur de la conductivité hydraulique par rapport à l'épaisseur de l'échantillon testé tout en ayant étudié les courbes de consolidation, les teneurs en eau et les limites de consistance et déterminé leur variation par rapport aux profondeurs des forages.

Déterminer la valeur de la conductivité hydraulique de l'argile Champlain a nécessité l'utilisation de plusieurs méthodes de laboratoire et une méthode in situ. La compilation de toutes les données obtenues (figure 4.42) permet de constater qu'il existe bel et bien un effet d'échelle quand on veut estimer la valeur de k . On constate que pour les échantillons de 20 mm montés sur les cellules oedométriques, les valeurs de la conductivité hydraulique k est sous estimée par rapport aux essais sur cellules triaxiales où un échantillon allant de 60 mm à 120 mm (3 à 6 fois plus haut que l'échantillon de l'oedomètre) est utilisé et aussi par rapport aux méthodes in situ où les essais sont menés au niveau de la longueur de la crépine (1000 mm).

Toutefois, cet effet d'échelle peut prendre différentes proportions selon la méthode utilisée pour déterminer la valeur de la conductivité hydraulique lors des essais oedométriques. En effet, pour les essais directs sur oedomètres, un rapport maximal ($k_{\text{in situ}}/k_{\text{oedomètre}}$) de 6 est constaté alors qu'en utilisant la méthode indirecte dite de Taylor ou la méthode de la racine carrée des temps où la conductivité hydraulique est calculée à partir du coefficient de consolidation C_v et le coefficient de compressibilité m_v , ce rapport atteint de plus grandes valeurs qui atteignent 100 dans certains cas. Taylor (1948) proposa de tracer le graphe des valeurs des lectures versus la racine carrée du temps pour chaque chargement effectué sur l'oedomètre. Cela permet de connaître le moment où la consolidation primaire est terminée. C'est réalisable par la détermination de la valeur de t_{90} , quand 90% de la consolidation primaire est complétée. L'inconvénient de cette méthode est que cette dernière est graphique et de ce fait reste une méthode approximative. Aussi, sur un échantillon de petite taille (2 cm), il y a une plus grande

probabilité que la goutte d'eau, pendant un essai de perméabilité, suive un chemin préférentiel à cause d'une microfissure par exemple ou une anomalie dans la structure de l'argile causée par une mauvaise préparation de l'échantillon ou une fissure dans l'argile. La présence de coquillages, de fossilles ou de graviers (dans la partie inférieure de la couche d'argile) influence aussi les résultats d'essais de perméabilité réalisés sur les cellules oedométriques.

Aussi, étant donné que l'essai oedométrique est exécuté sans contre-pression, il est fort probable que l'échantillon ne soit pas totalement saturé. Cela aura comme effet de sous-estimer la valeur de k .

Il est donc recommandé de déterminer et d'estimer la valeur de la conductivité hydraulique k , dans une argile Champlain, en utilisant la méthode triaxiale au laboratoire et la méthode in situ.

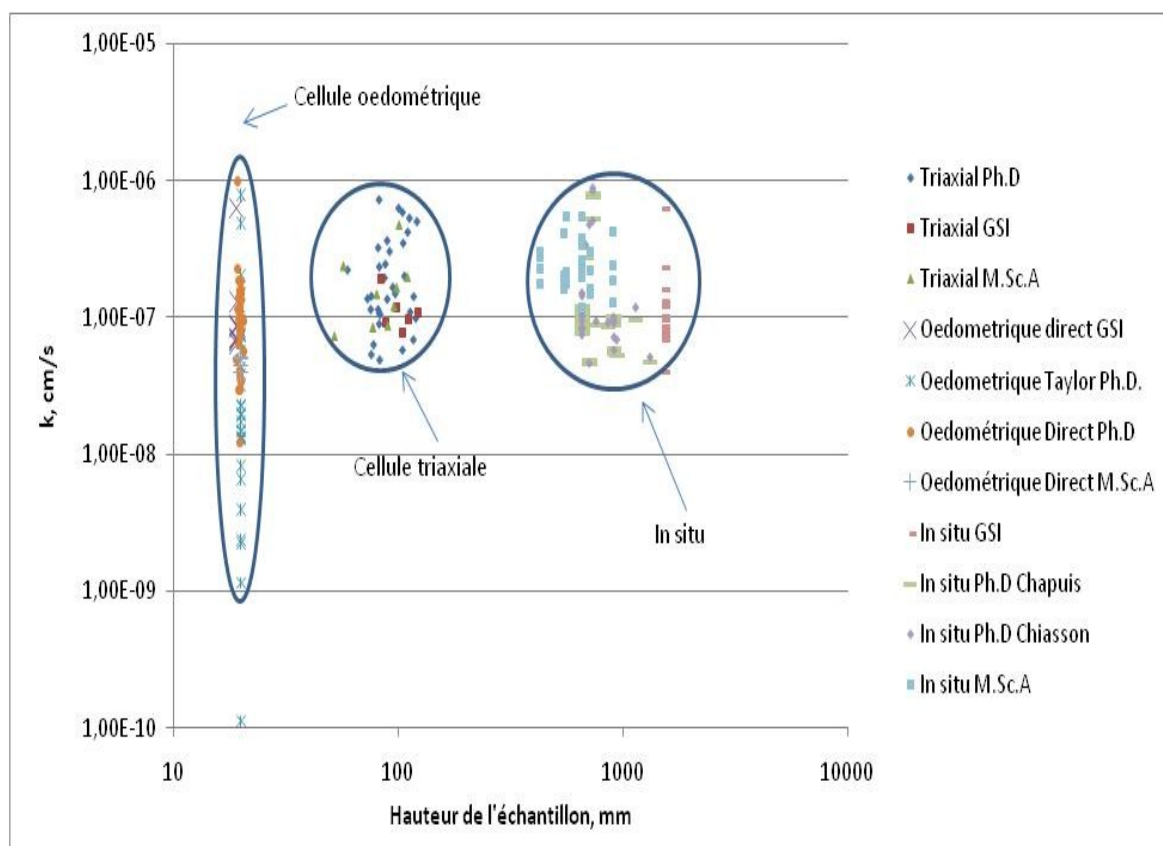


Figure 4.43: Conductivité hydraulique de l'argile en utilisant la méthode in situ et les méthodes de laboratoire

4.9 A propos des essais de perméabilité

Que ce soit au niveau du laboratoire ou du terrain, les essais de perméabilité permettent de déterminer, ou du moins d'estimer les valeurs de la conductivité hydraulique dans les sols étudiés. Ces valeurs sont déterminantes lors de la réalisation d'études hydrogéologiques à différentes échelles et représentent un point de départ pour les modélisations numériques. De ce fait, il est important de s'assurer du bon déroulement des essais. Nos différentes expériences ont démontré qu'il existe un grand nombre de sources d'erreurs pouvant biaiser les valeurs de k obtenues.

Ces erreurs peuvent intervenir dès l'étape de forage et d'échantillonnage. Afin de les éviter, Hvorslev (1949) donne une série de recommandations quant aux mesures à prendre pour diminuer les effets du remaniement lors des opérations de forage et d'échantillonnage avec un tube à paroi mince. Tout d'abord, on doit éviter les délais entre les opérations de forage et de fonçement du tube à paroi mince. Un délai trop important a pour résultat la dissipation de la pression interstitielle négative développée lors du relâchement des contraintes.

Avant d'enfoncer le tube à paroi mince, le tubage doit être nettoyé pour éviter d'échantillonner des sédiments qui se seraient déposés au fond du forage. Les jets d'eau de l'outil de nettoyage doivent être dirigés vers le haut pour éviter de remanier la partie supérieure de l'échantillon. La partie supérieure du tube doit être munie d'un clapet de non-retour (*check valve*) permettant de dissiper rapidement les pressions d'eau élevées qui peuvent être générées dans la partie supérieure du tube lorsque celui-ci est enfoncé rapidement. Aussi, on doit pousser le tube pour l'enfoncer. On doit éviter de le tourner ou de le frapper. Le tube doit être enfoncé assez rapidement. Pour éviter un frottement trop important entre l'échantillon et la paroi, on doit utiliser un tube à paroi mince dont le diamètre intérieur est légèrement supérieur au diamètre de la trousse coupante. Des dimensions de tube sont suggérées dans la norme ASTM D1587.

Après l'échantillonnage, on doit extraire l'échantillon à l'aide d'un piston sans le remanier par serrage. Les tubes à parois minces peuvent être coupés en de plus petites sections pour limiter la contrainte de cisaillement entre la paroi et l'échantillon. On doit tenter de réduire les vibrations lors de la coupe des tubes. Si possible, il est préférable d'utiliser des tubes composites. Ceux-ci sont plus faciles à couper. On doit finalement paraffiner l'échantillon. Le paraffinage permet

d'éviter la dissipation de la pression interstitielle négative et empêche l'échantillon de sécher lors de sa conservation en chambre humide froide.

Ensuite, une fois que le trou de forage est réalisé, il faut veiller à ce que l'installation des piézomètres soit bien faite. On attire ici l'attention sur la préparation et l'installation de la lanterne, le centrage de la crépine, et le scellement des piézomètres. On évite par un bon scellement que l'eau circule d'une strate à une autre alors que la bonne préparation de la lanterne évitera entre autres, d'obstruer la crépine ou se retrouver avec des sédiments au fond de cette dernière. Finalement, lors de réalisation de l'essai, et comme expliqué précédemment, il faut prendre en considération le ``Time lag`` et les conditions météorologiques afin d'éviter que l'eau ne gèle dans le piézomètre.

Dans les essais au laboratoire, que ce soit au niveau des cellules triaxiales ou œdométriques, il faut tout d'abord supprimer les fuites au niveau des tubulures et des connexions. Pour cela, on injecte de la fluorescéine dans le système pour localiser ces fuites. Aussi, il faut préparer avec précautions les échantillons d'argile en évitant de fissurer cette dernière. Enfin, les pressions doivent être adéquatement exercées par étapes sur les échantillons pour éviter la consolidation ou l'érosion de l'argile.

4.10 Effet de la pression d'extraction sur la composition chimique

Le but premier de la conception des cellules d'extraction est de pouvoir analyser l'eau interstitielle d'argile pour les métaux (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) et les anions (Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^- , I^- et Br^-). Aussi, cette eau permettra d'estimer l'âge de l'eau avec la méthode directe de ^{14}C et la méthode indirecte $^{18}\text{O}/^2\text{H}$. Il est donc important d'effectuer plusieurs essais sur le système argile/extracteur afin de valider le processus d'extraction.

Dans un premier temps, et comme indiqué précédemment, on s'est assuré que les composantes du système (filtres, acier,...) n'influencent pas la chimie de l'eau. La seconde étape est de vérifier si l'augmentation de la pression d'extraction modifie la chimie de l'eau interstitielle et si c'est le cas, quelle est la pression maximale d'extraction qu'on peut utiliser sans affecter la chimie de l'eau.

Pour cela, on a d'abord placé un échantillon d'argile dans l'extracteur à basse pression, ensuite, de l'eau a été extraite en utilisant des paliers de pression allant de 100 kPa à 650 kPa. Ensuite, ce

même échantillon d'argile a été transféré dans la cellule à haute pression où des pressions allant de 1 MPa à 30 MPa ont été utilisées. Il est à noter que pour chaque essai, on a besoin de 90 mL à 100 mL d'eau interstitielle pour effectuer les analyses, soit 15 mL pour les analyses d'ions majeurs, 10 mL pour les analyses d'isotopes ^{18}O et ^2H et un minimum de 60 mL pour les analyses de carbone 14. Lors de l'extraction à basse pression, pour un échantillon d'argile d'environ 21 cm de longueur en moyenne, on obtient généralement entre 80 et 110 mL ce qui est suffisant pour les diverses analyses d'eau à effectuer.

Les résultats des analyses chimiques de l'eau extraite sont assez concluants. Comme on peut le constater dans les figures 4.44 à 4.48, dans le dispositif à basse pression, des pressions d'extraction de 100 kPa, 180 kPa, 300 kPa et 600 kPa sont utilisées. On remarque qu'il n'y a pas d'influence de la pression sur la chimie de l'eau. Que ce soit pour Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , Ca^{2+} ou K^+ , les concentrations de ces espèces ne varient que de 5% au maximum et même cette marge d'erreur est plus attribuable aux erreurs de laboratoire d'analyse qu'à l'influence de la pression. Ces résultats sont exposés en détail dans l'article de Benabdallah et al. (2008) (Annexe 2). Toutefois, même si la pression d'extraction n'influence pas la chimie de l'eau dans le dispositif à basse pression, il est préférable d'utiliser deux ou trois paliers de pression avant d'exercer la pression maximale (600 kPa) sur l'échantillon afin d'éviter de créer un grand gradient hydraulique et provoquer une érosion de l'échantillon, une situation qu'on a souvent rencontrée lors de la mise au point de l'essai.

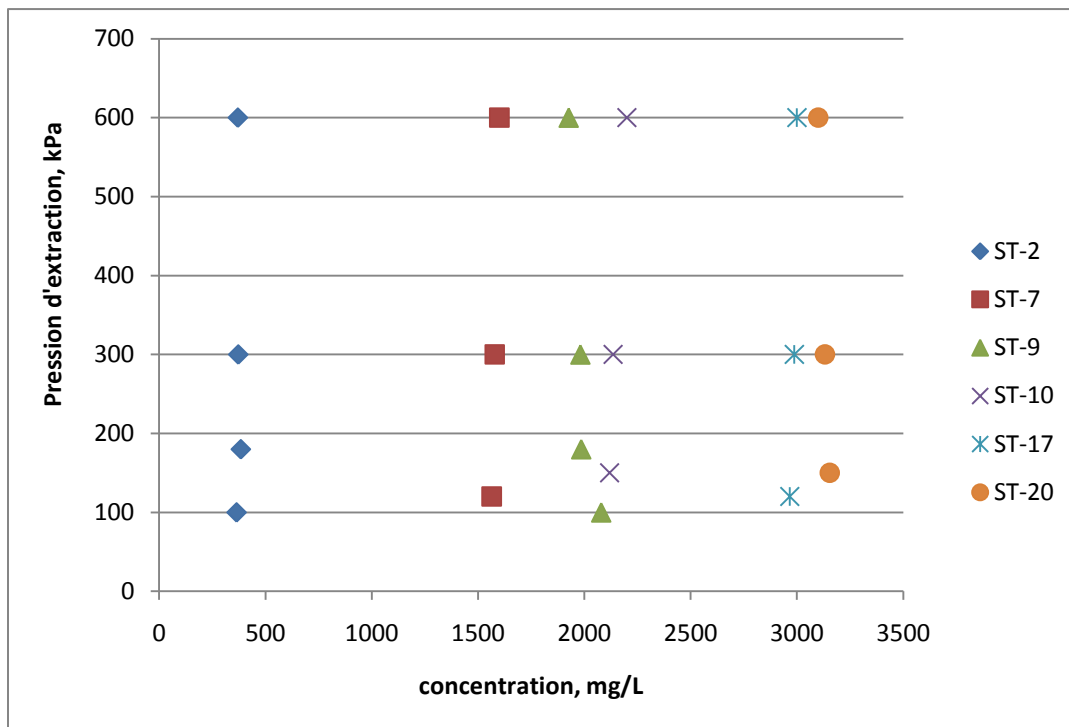


Figure 4.44: Variation de la concentration de Na^+ en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R)

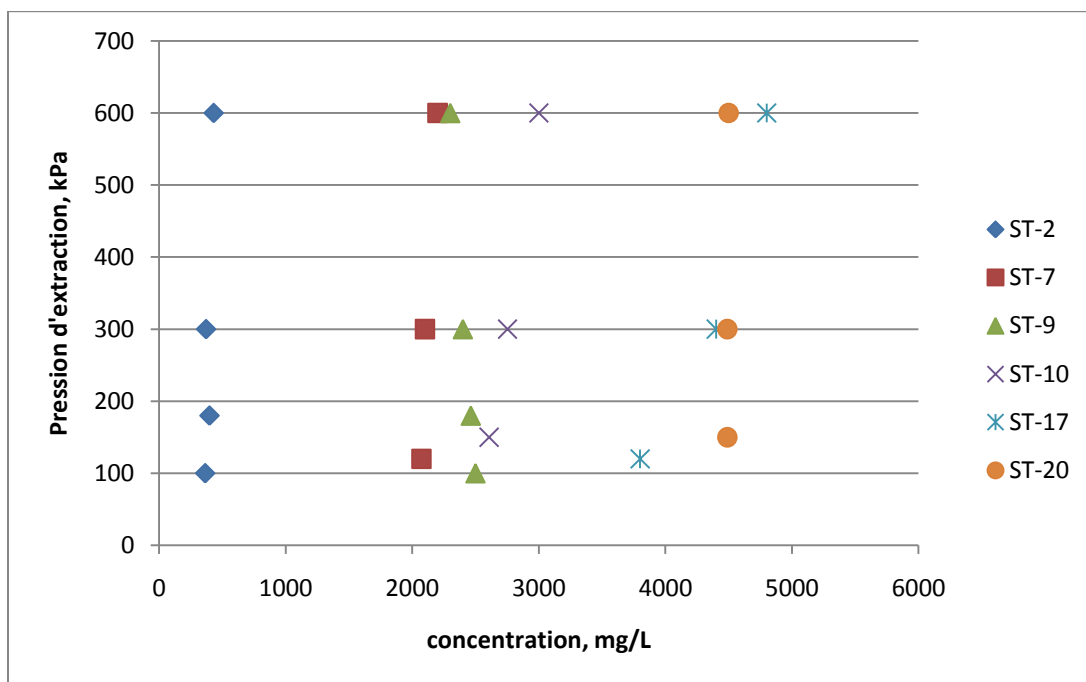


Figure 4.45: Variation de la concentration de Cl^- en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R)

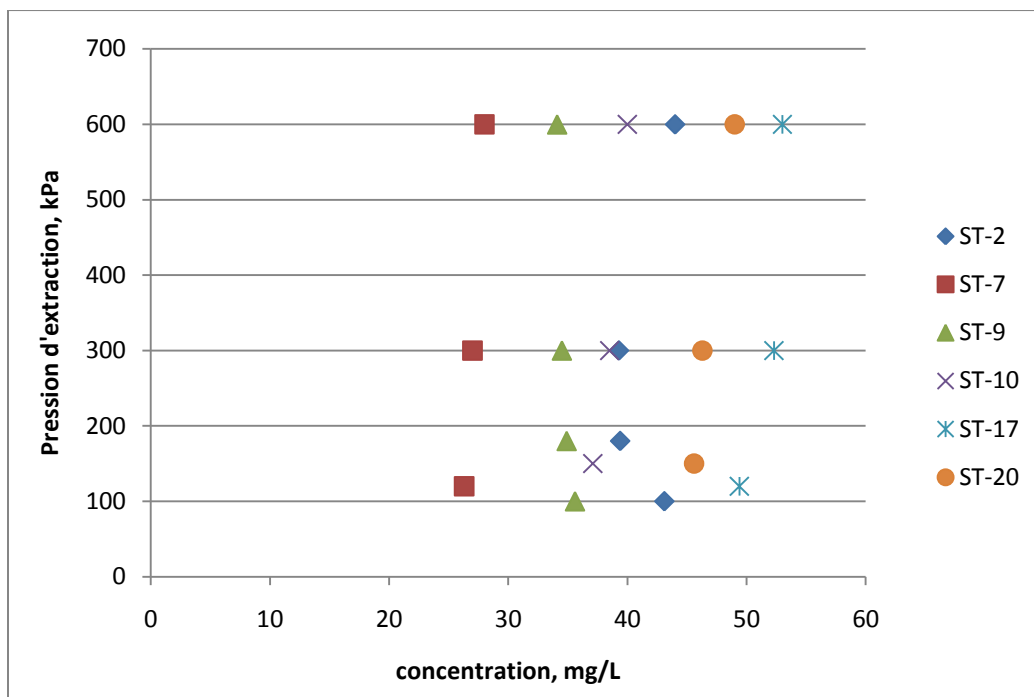


Figure 4.46: Variation de la concentration de Ca^{++} en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R)

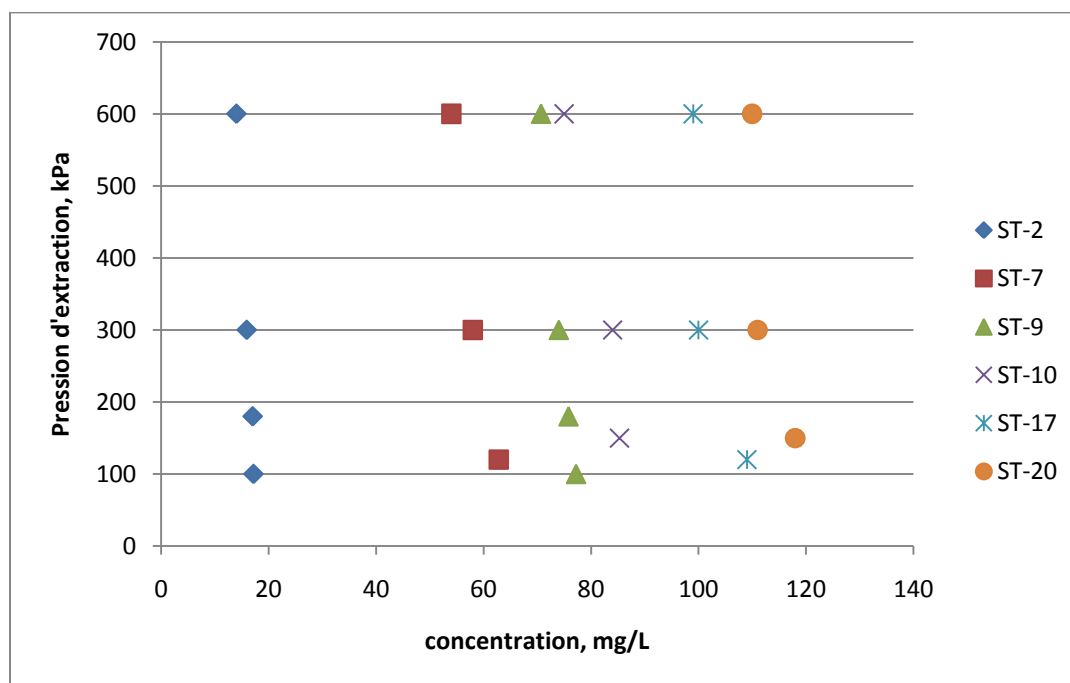


Figure 4.47: Variation de la concentration de K^{+} en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R)

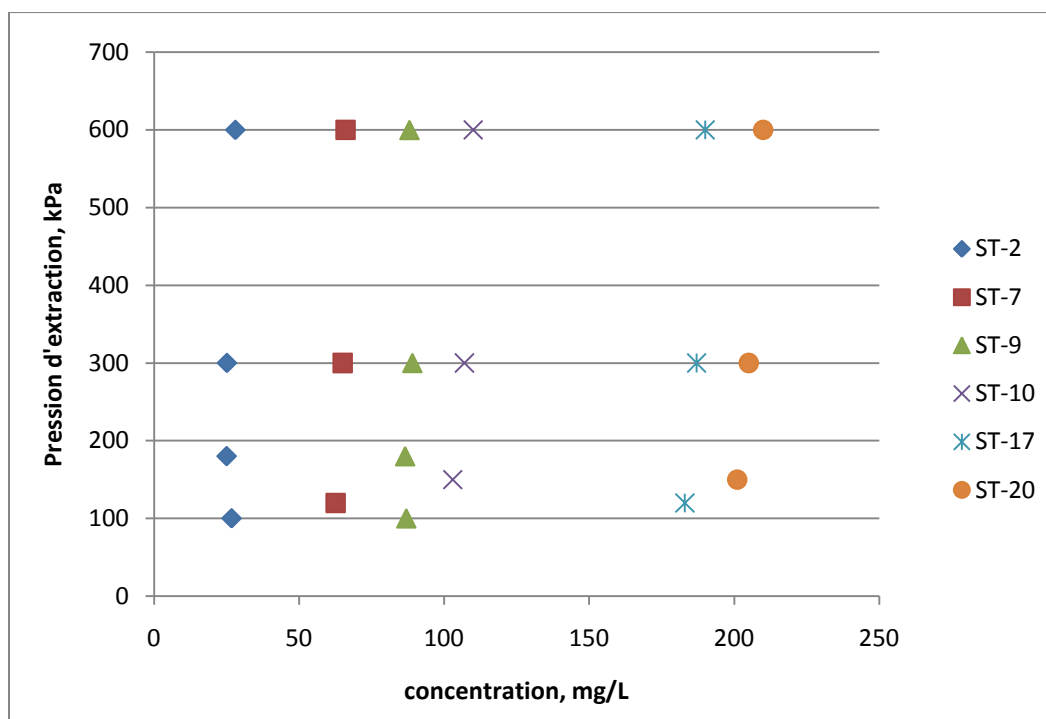


Figure 4.48: Variation de la concentration de Mg^{++} en fonction de la pression d'extraction dans le dispositif à basse pression (Forage FP-06-02R)

Pour le dispositif d'extraction à haute pression, les résultats des analyses sont présentés sur un graphe concentration versus logarithme de la pression d'extraction (figures 4.49 à 4.55). Notons que les points avec l'abscisse 0.1 MPa et 0.7 MPa correspondent aux extractions à basses pressions. A partir de 1 MPa, ce sont des extractions à hautes pressions.

Pour le sodium (Na^+), l'augmentation de la pression d'extraction engendre une augmentation de la concentration. Cela est perceptible dès que la pression 800 kPa est dépassée (Figure 4.49). A partir de 10 MPa, on constate que les concentrations se stabilisent. La même tendance est constatée pour le potassium (K^+) même si pour les échantillons 04R552577 et 04R950976 on remarque que les concentrations ne varient pas considérablement. Aussi, pour l'échantillon 01R16201640, une légère diminution de la concentration est observée (Figure 4.53).

On remarque aussi une tendance identique pour les cations calcium (Ca^{2+}) et magnésium (Mg^{2+}). On constate une importante augmentation des concentrations de ces derniers dès que le palier de pression 800 kPa est dépassée. Cette augmentation peut varier entre 2.5 fois et 4 fois par rapport à la concentration à basse pression (Figures 4.51 et 4.54). On observe la même tendance pour les bicarbonates, une importante augmentation de la concentration avec la pression d'extraction

(Figure 4.55). L'augmentation est moins importante pour les échantillons 04R950-976 et 04R552-577 mais la tendance haussière reste flagrante.

Pour les chlorures (Cl^-), il apparaît que l'augmentation de pression a peu d'influence sur la concentration. On remarque d'après la figure 4.50 que la variation est minime avec une tendance à la baisse.

Pour les sulfates (SO_4^{2-}) (figure 4.52), on constate dans un premier temps une diminution de la concentration dès que la pression d'extraction 1 MPa est dépassée. Ensuite, la tendance est variable.

Enfin, pour le pH (figure 4.56), on constate une diminution dès que les hautes pressions sont appliquées et cela jusqu'à 5 MPa environ, ensuite on observe une stabilisation au fur et à mesure qu'on applique d'importantes pressions.

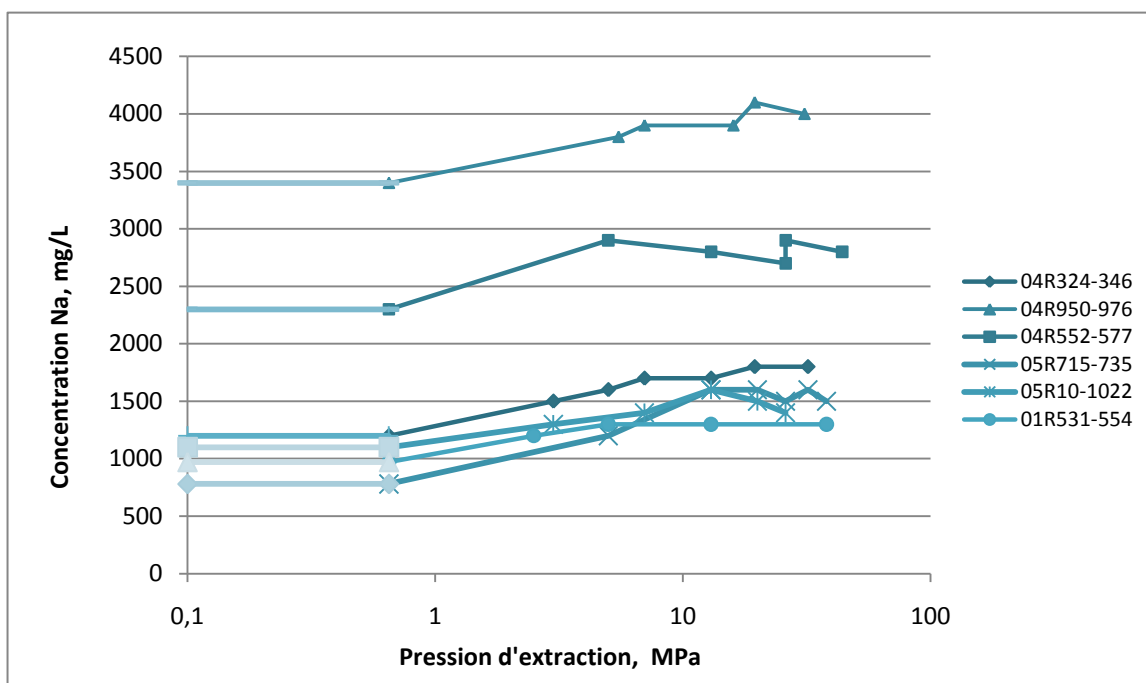


Figure 4.49: Évolution de la concentration de Na^+ avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

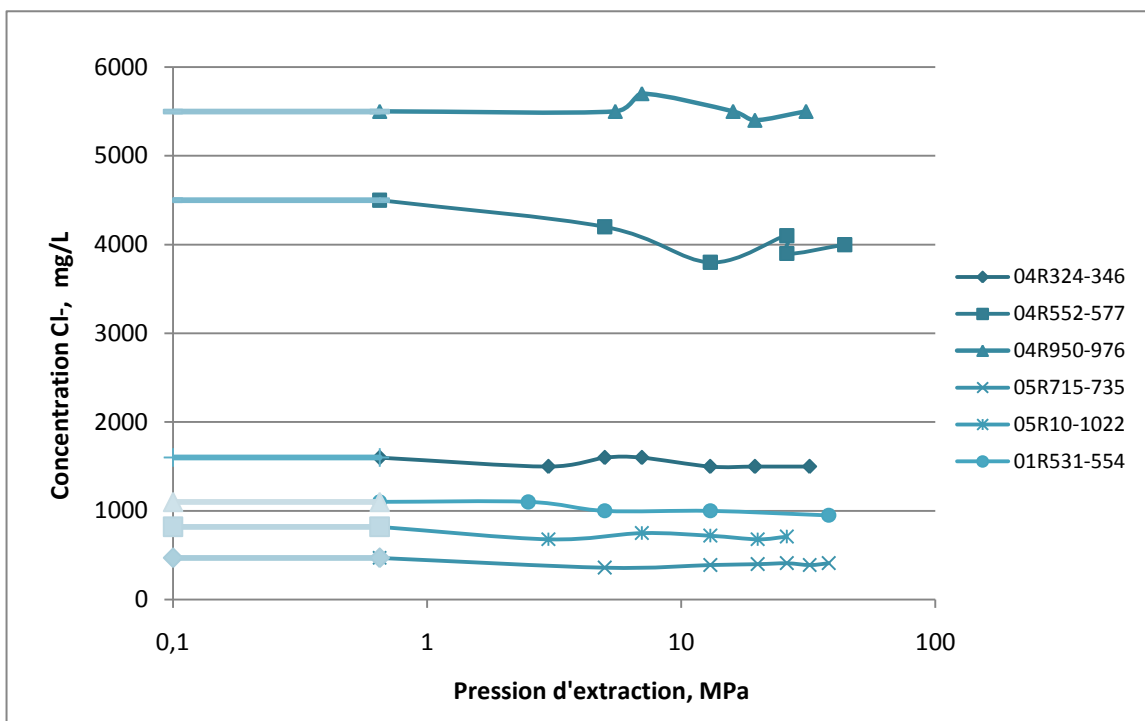


Figure 4.50: Évolution de la concentration de Cl^- avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

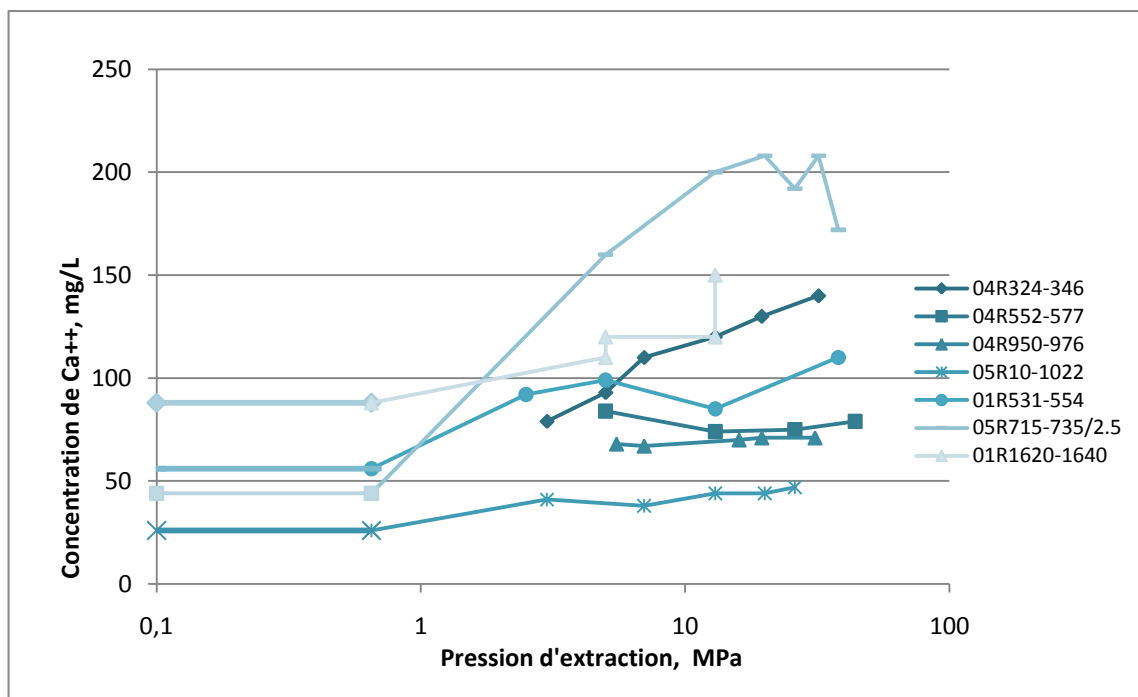


Figure 4.51: Évolution de la concentration de Ca^{++} avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

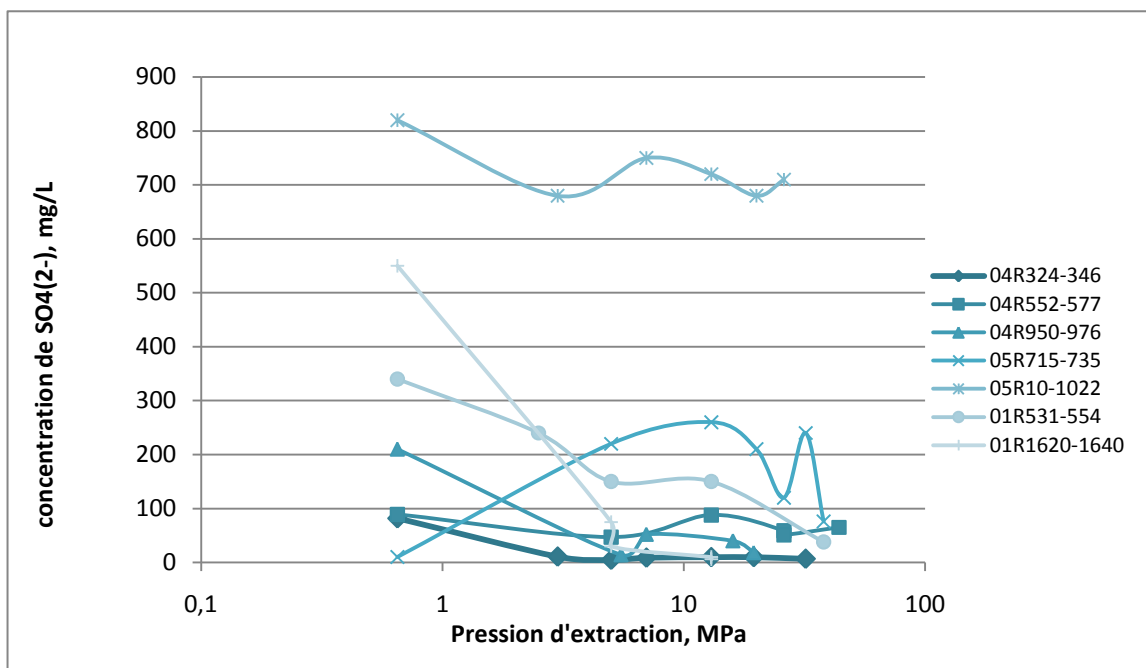


Figure 4.52: Évolution de la concentration de SO_4^{2-} avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

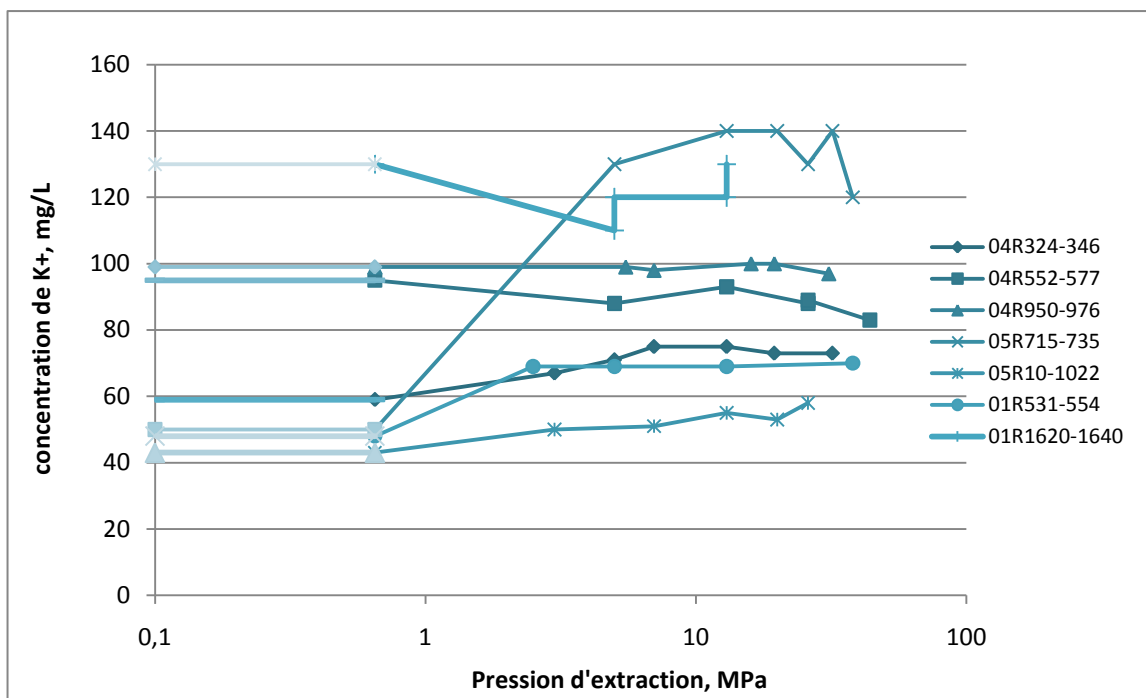


Figure 4.53: Évolution de la concentration de K^+ avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

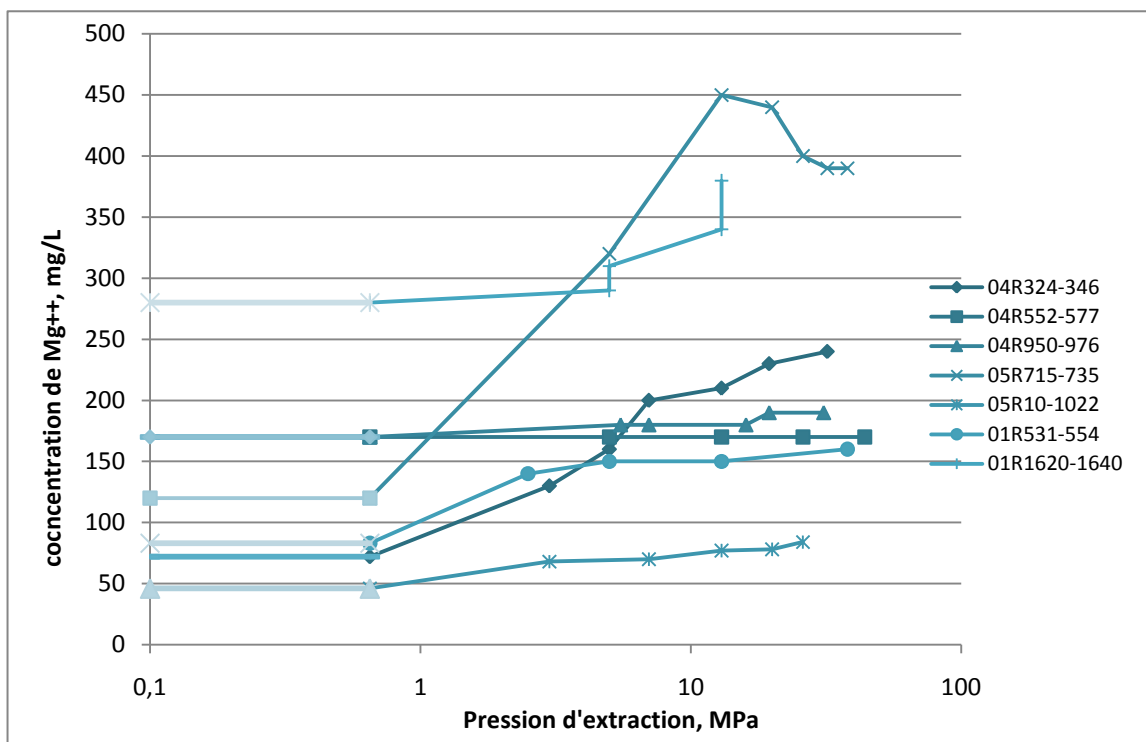


Figure 4.54: Évolution de la concentration de Mg^{2+} avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

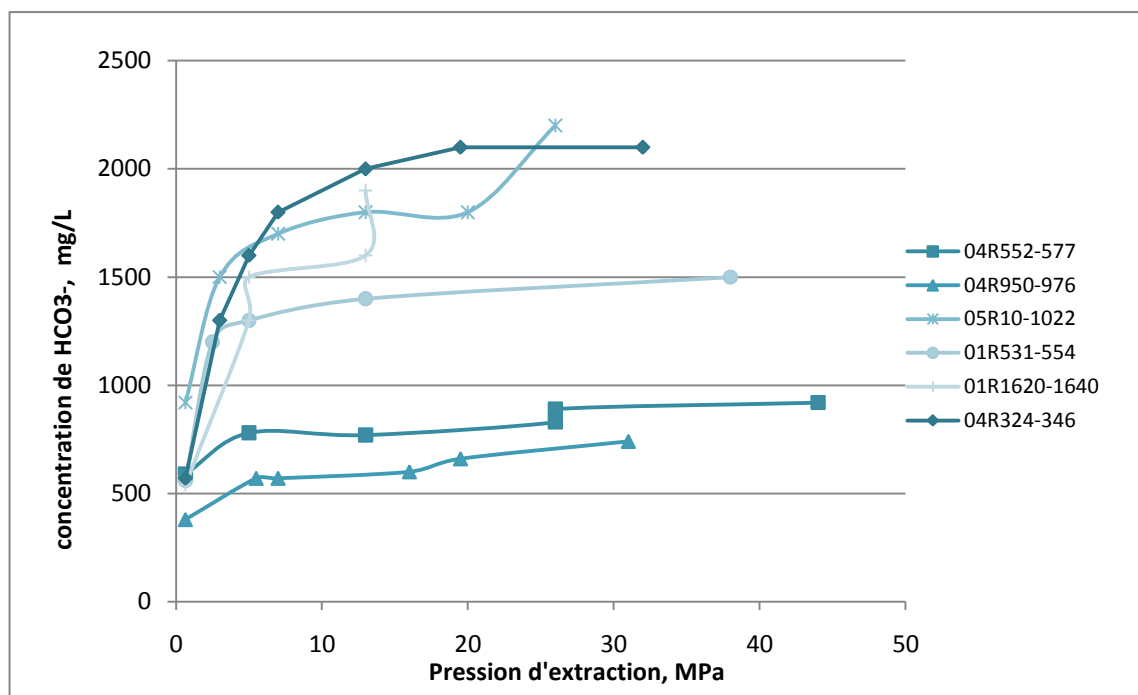


Figure 4.55: Évolution de la concentration de HCO_3^- avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

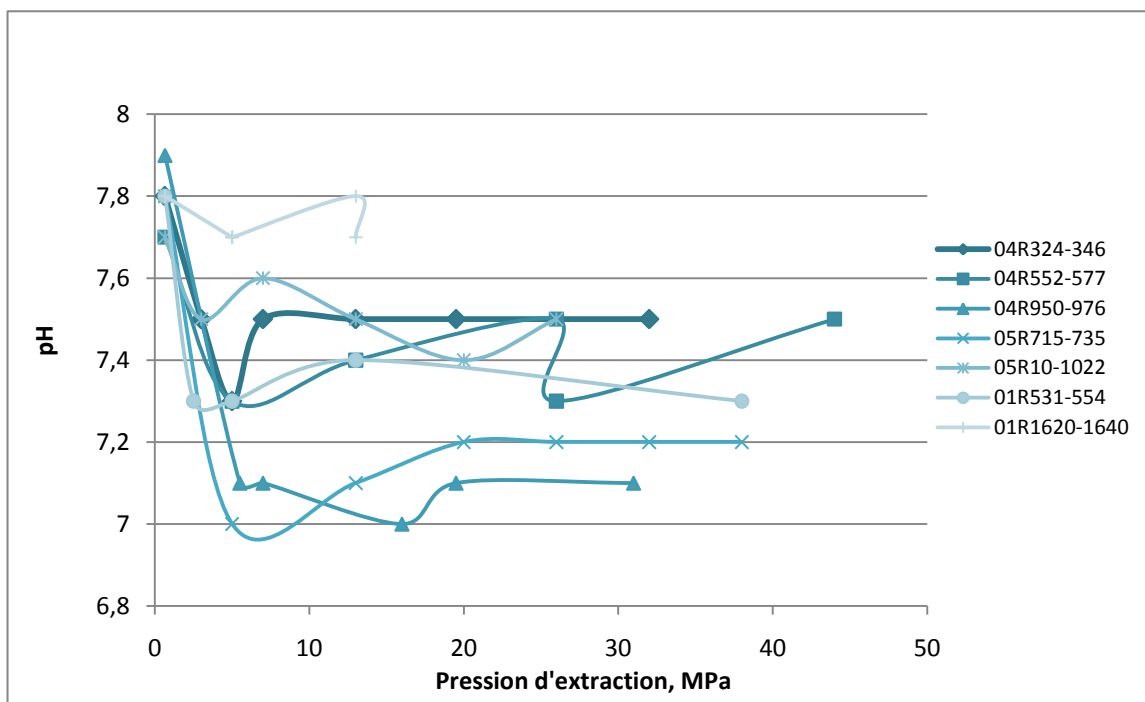


Figure 4.56: Évolution du pH avec la pression d'extraction dans la cellule à haute pression

Au vu des résultats obtenus, on conclut que le dispositif d'extraction à haute pression ne permet pas d'obtenir des échantillons représentatifs d'eau interstitielle. En effet, pour certaines espèces comme Na^+ , la concentration augmente avec la pression d'extraction alors que pour d'autres espèces (SO_4^{2-}), on remarque la diminution de la concentration. Dans tous les cas, la concentration des espèces analysées est influencée par les hautes pressions d'extraction.

Au niveau de cette étude, il est difficile d'expliquer ce phénomène. Dans la revue de littérature, plusieurs hypothèses ont été soumises. L'augmentation de la concentration de ces cations avec la pression d'extraction est due à une hausse de la pression partielle du CO_2 (PCO_2) pendant le pressage. Le produit (H^+) (HCO_3^-) augmente directement avec (PCO_2) engendrant une hausse de la concentration des cations basiques. D'un autre côté, le dégazage des échantillons pendant la préparation peut aussi influencer le pH (Bottcher et al. 1997). Aussi, dans le dispositif à haute pression, on manipule une argile remaniée car elle provient de l'extracteur à basse pression: cela engendre la destruction de liaisons et la création de nouvelles ce qui peut aussi expliquer le changement de la chimie de l'eau. Enfin, la consolidation de l'argile engendre la diminution de la porosité. On peut donc présumer que certains ions, et notamment ceux avec des grands rayons ioniques, ont moins de mobilité que pendant la phase post consolidation. La consolidation

engendre aussi une cimentation qui peut aussi être responsable de ces variations de concentration avec la pression d'extraction.

Le dispositif d'extraction d'eau interstitielle à basse pression mis au point par l'équipe du projet a permis d'obtenir des échantillons d'eau représentatifs de l'eau présente dans la couche d'argile à différentes profondeurs. Différents essais ont permis de montrer que la pression d'extraction, le papier filtre et les différentes composantes du système n'ont pas d'influence sur la chimie de l'eau. Par contre, l'extracteur à haute pression ne sera pas utilisé pour le projet. En effet, la concentration des ions est influencée par les hautes pressions exercées.

4.11. Résultats des analyses d'ions majeurs et profils vs profondeur

Le dispositif d'extraction d'eau interstitielle d'argile ainsi que la procédure d'échantillonnage de l'eau souterraine dans le roc mis au point pour ce projet permettent d'obtenir des volumes d'eau représentatifs des milieux dans lesquels ils circulent. Ces volumes d'eau sont analysés pour les anions Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , I^- et Br^- , pour les cations Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} . On relève aussi le pH de la solution. Ces échantillons d'eau sont analysés au laboratoire Maxaam. Les cations sont analysés par la méthode ICPMS, les chlorures et les sulfates par chromatographies ionique alors que la concentration des bicarbonates est obtenue par la mesure de l'alcalinité par titrimétrie.

Notons que pour avoir un contrôle de la qualité des analyses, des duplicatas sont analysés dans les laboratoires de l'École Polytechnique. Une fois les résultats obtenus, on peut alors tracer le profil des concentrations de chacun des éléments chimiques analysés et tracer son profil en fonction de la profondeur.

L'ensemble des résultats chimiques est présenté en Annexe 3.

Avant d'entamer la présentation et l'analyse des résultats, il est important de rappeler la principale hypothèse que nous avons émise: la salinité actuelle de l'eau interstitielle des argiles provient d'un lessivage très lent d'eau de mer par de l'eau atmosphérique. Il en résulte que la salinité constatée localement dans les rocs fracturés sous-jacents à l'argile proviendrait d'un apport lent et régulier de sels dissous par une lente percolation verticale de l'eau atmosphérique (pluie et neige) infiltrée dans l'argile.

L'analyse des profils de concentration de l'eau interstitielle dans l'argile, de la concentration des différents ions dans l'eau circulant dans le roc et la connaissance des propriétés et des

concentrations dans l'eau de mer constituent un point de départ pour valider ou réfuter cette hypothèse.

Soulignons que l'eau de mer contient essentiellement les espèces sodium (Na^+), chlorure (Cl^-), sulfate (SO_4^{2-}), magnésium (Mg^{2+}), calcium (Ca^{2+}), potassium (K^+), bromure (Br^-), fluorure (F^-), hydrogénocarbonates (HCO_3^-) et carbonates (CO_3^{2-}). Ces espèces à elles seules représentent 99.9% des sels dissous présents dans l'eau de mer dont la concentration en sels avoisine 35 grammes par kilogramme d'eau de mer. Cette concentration n'est pas constante partout, elle peut varier d'un océan à l'autre. Dans les régions arides (Méditerranée, mer Rouge,...) où l'évaporation est importante, la salinité est élevée alors que dans les zones où les apports d'eau douce sont abondants (zone équatoriale, Mer noire,...), la salinité est faible. Elle est de 10 g/kg en certaines régions de la mer Baltique et peut atteindre 40 g/kg dans la mer Rouge. Par contre, les proportions relatives des principaux sels restent constantes. Cette propriété est évoquée sous le nom de loi de Dimittar ou principe de Marcet. Le pH des eaux de mer quant à lui varie entre 7.5 et 8.5 avec une moyenne de 7.8.

Diagramme de Piper

Le diagramme de Piper utilise les éléments majeurs pour représenter les différents faciès des eaux souterraines. Il permet également de voir l'évolution d'une eau, passant d'un faciès à un autre, grâce à des analyses espacées dans le temps ou des analyses d'échantillons pris à des endroits différents. Le diagramme de Piper est très utile pour représenter toutes autres sortes de groupes d'analyses. Il est composé de deux triangles et un losange. Les deux triangles (un triangle portant les cations et un autre les anions) sont d'abord remplis puis ensuite le losange. Les valeurs utilisées sont exprimées en %.meq/L. (Wikipédia)

Les figures 4.57 à 4.65 présentent les diagrammes de Piper obtenus pour chacun des forages 01 à 09. La figure 4.65 est un diagramme où on a placé les données provenant de tous les forages. Dans chaque diagramme, on a placé les analyses d'eau interstitielle aux différentes profondeurs, l'eau dans le roc, l'eau des précipitations et l'eau de mer. Avec ces diagrammes, on visualise l'évolution géochimique des eaux.

Le même constat ressort de l'analyse des diagrammes de Piper: il y a une nette évolution dans les proportions des différents ions avec la profondeur de l'échantillon d'eau analysée. L'eau dans le roc est de type Na-Cl et est assez proche du pôle ``eau de mer``, mais le fait que ces points ne

sont pas superposés laissent présager qu'il y a eu évolution du faciès. Les eaux superficielles sont de type Ca-HCO_3 , donc l'évolution des eaux profondes de type Na-Cl à des eaux de surface de type Ca-HCO_3 (ie une évolution depuis la surface en se dirigeant en profondeur vers le roc) démontre qu'on n'assiste pas à une simple dilution, causée par l'advection seule, car on ne se dirige pas vers le pôle des précipitations mais on conclut que plusieurs phénomènes contribuent à cette évolution: parmi les hypothèses qu'on peut émettre la présence d'interactions eau/argile et la diffusion moléculaire.

Dans l'argile, et mis à part dans le site 08, on constate que toutes les eaux sont de type Na-HCO_3 et cations mixtes- HCO_3 . Par contre, il est à noter que les résultats du site 05 ne sont pas fiables car dans ce forage, la balance des charges est loin d'être atteinte (plus de 25% de différence). Aussi, on remarque que les Cl^- diminuent en faveur des HCO_3^- et des Na^+ en faveur du Ca^{2+} .

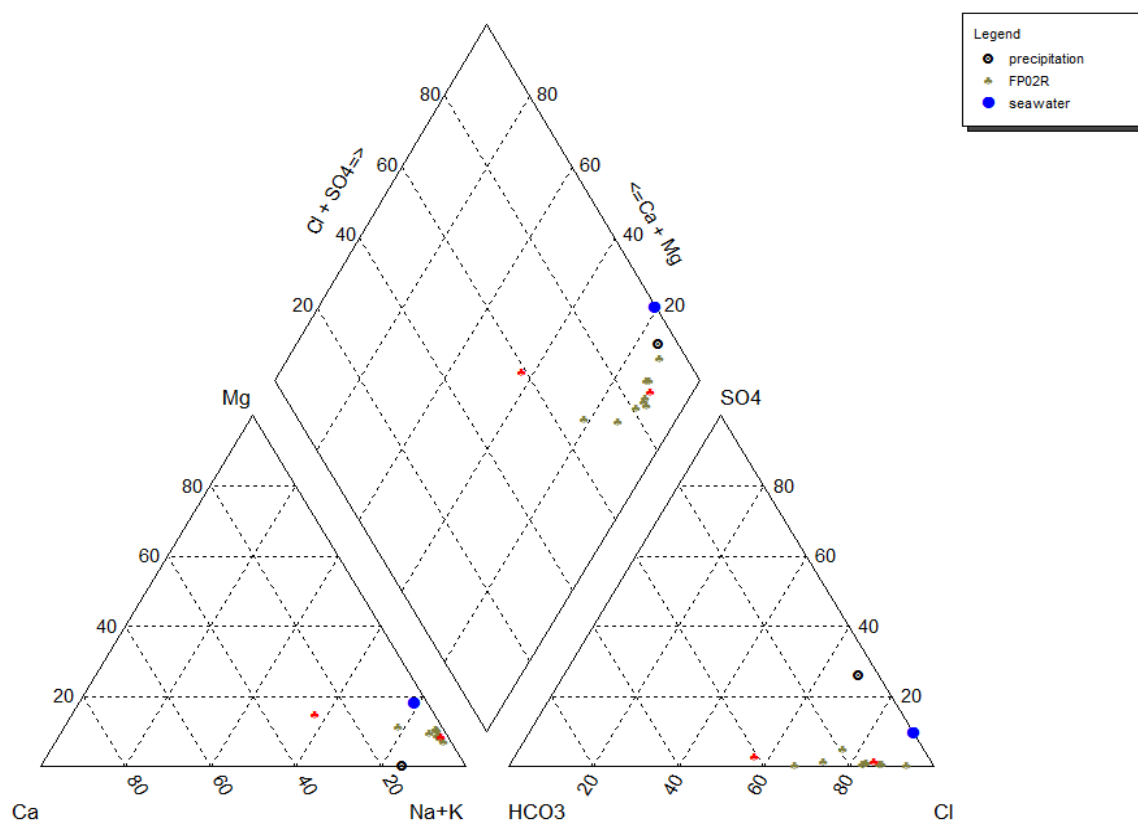


Figure 4.57 : Diagramme de Piper pour le forage FP-06-02R

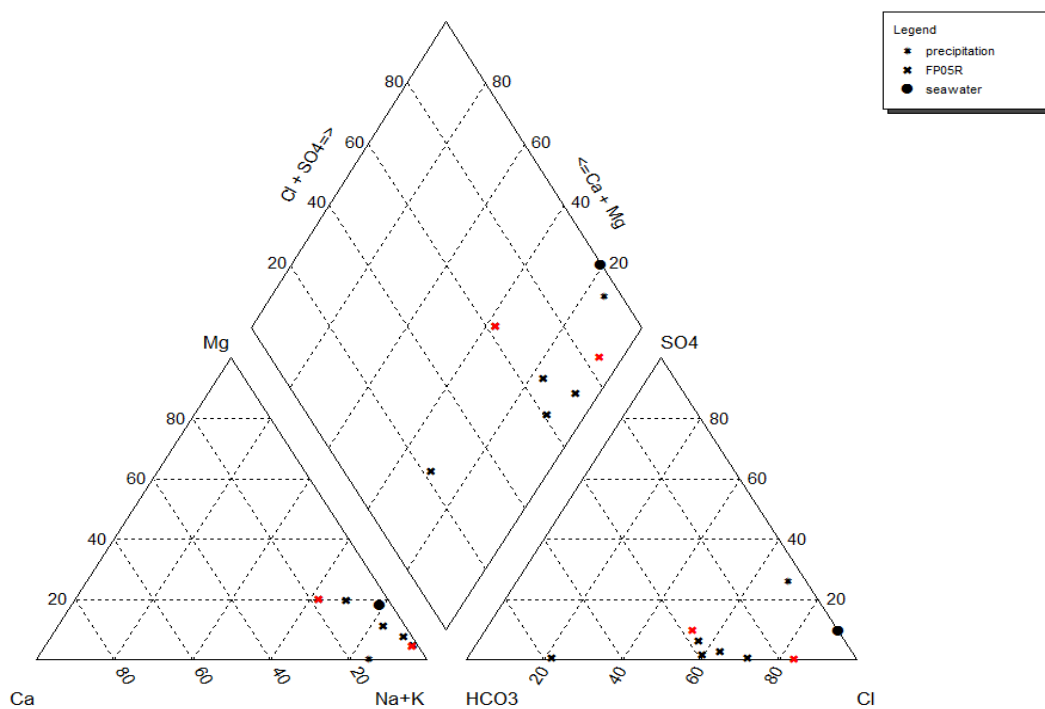


Figure 4.58: Diagramme de Piper pour le forage FP-07-05R

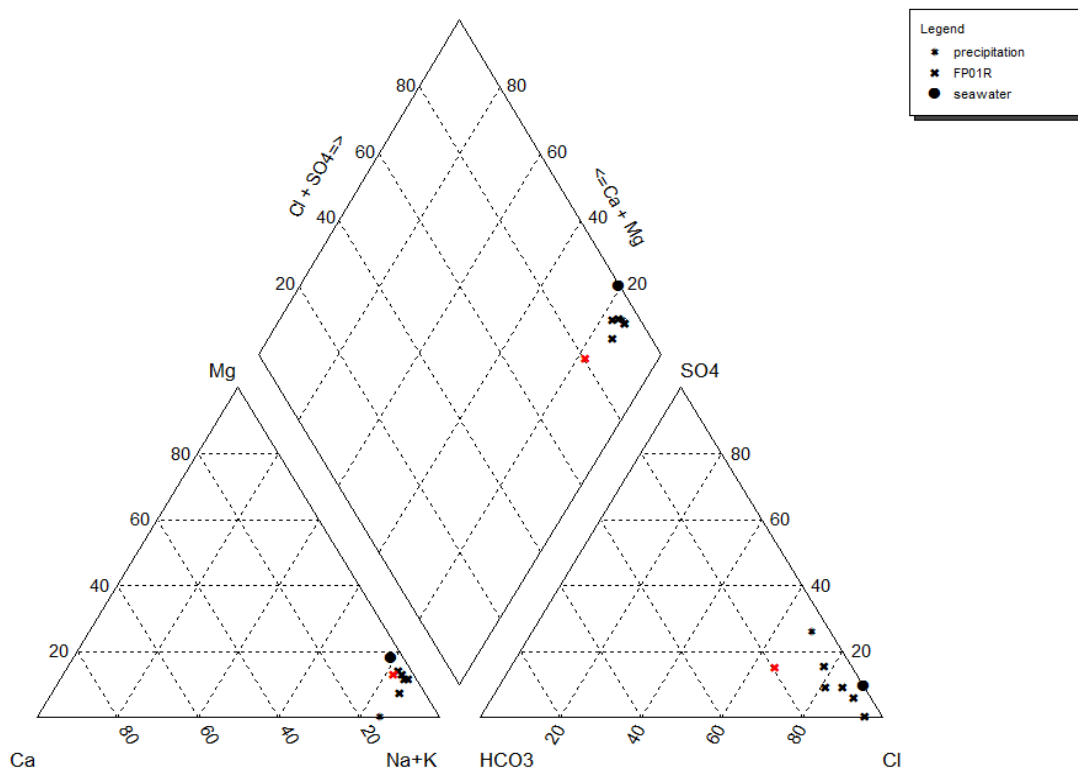


Figure 4.59: Diagramme de Piper pour le forage FP-06-01R

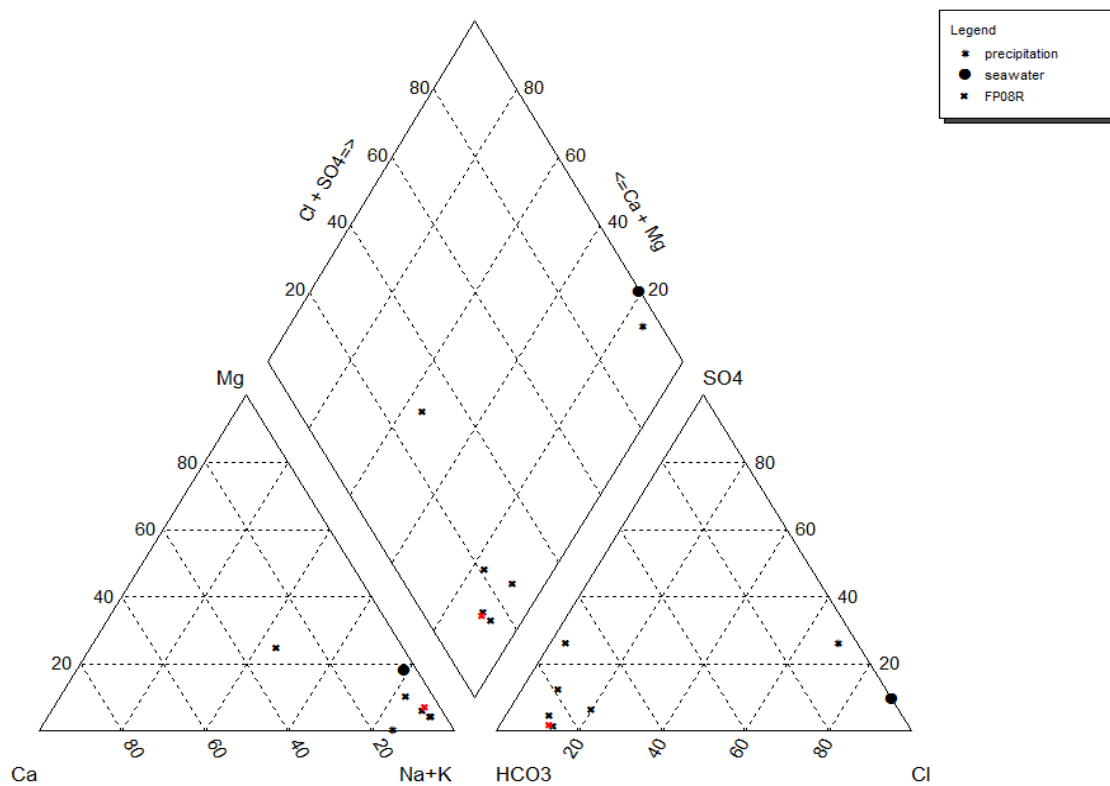


Figure 4.60: Diagramme de Piper pour le forage FP-08-08R

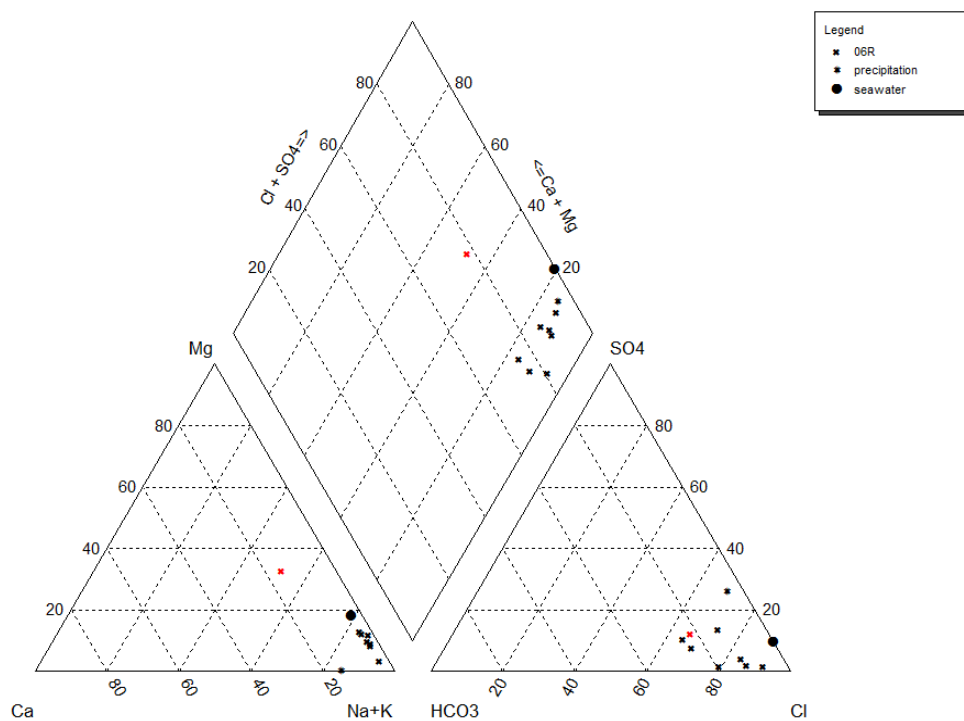


Figure 4.61: Diagramme de Piper pour le forage FP-07-06R

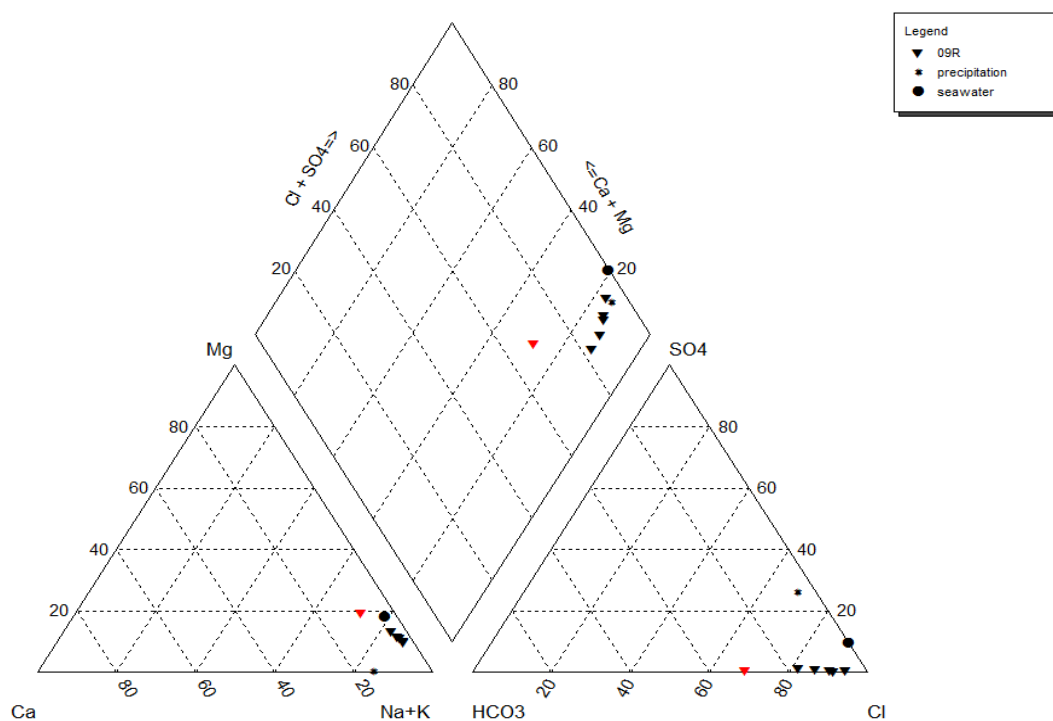


Figure 4.62: Diagramme de Piper pour le forage FP-08-09R

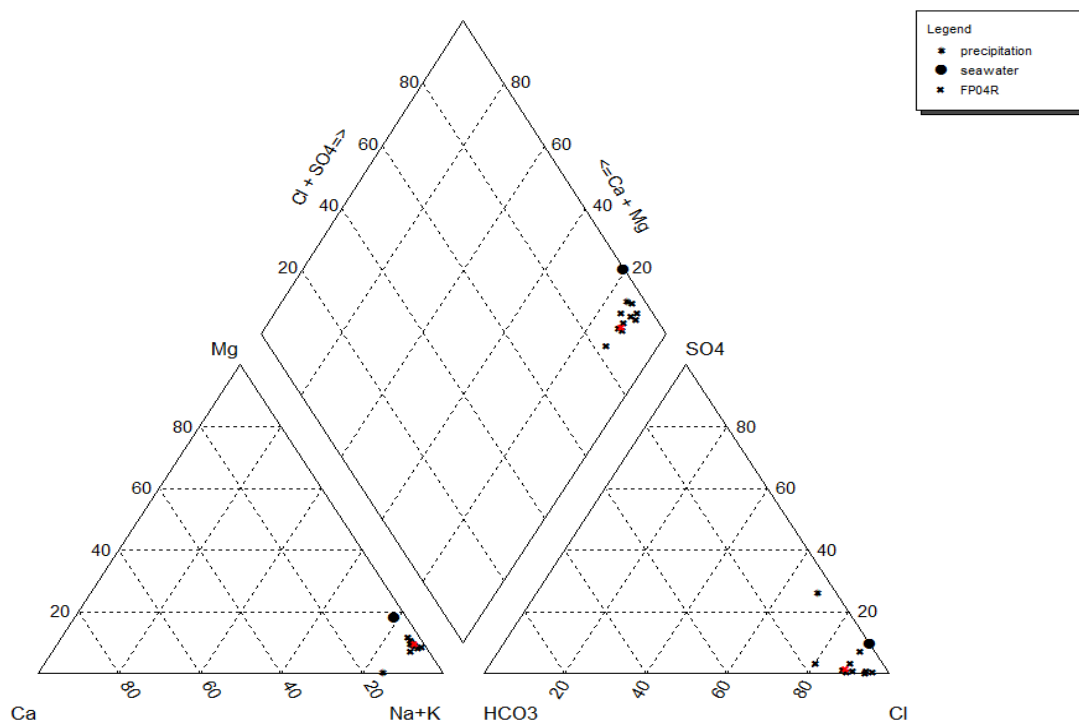


Figure 4.63: Diagramme de Piper pour le forage FP-07-04R

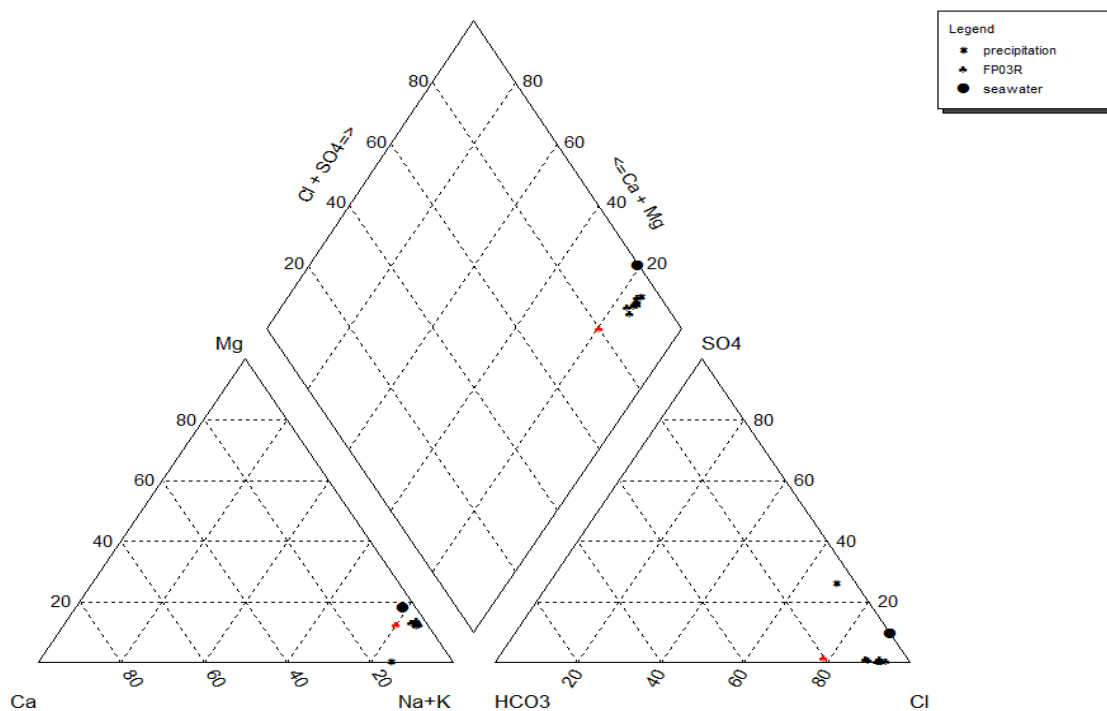


Figure 4.64: Diagramme de Piper pour le forage FP-06-03R

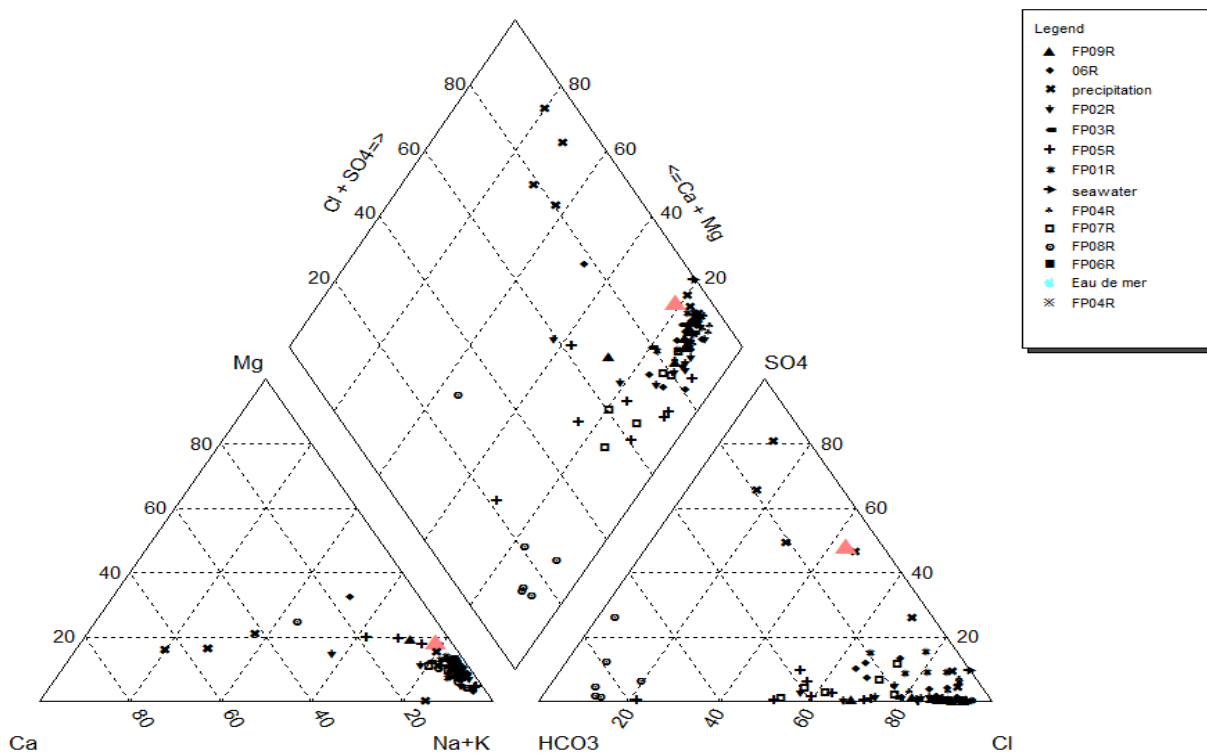


Figure 4.65: Diagramme de Piper pour l'ensemble des forages

Proportion des ions Na^+ et Cl^- par rapport à l'eau de mer

La première étape lors de l'analyse des profils des concentrations des ions par rapport à l'élévation ou la profondeur de l'échantillon est de voir les proportions des ions Cl^- et Na^+ par rapport à l'eau de mer et de suivre leur évolution à travers la couche d'argile et dans le roc.

Dans les figures 4.66 et 4.67 ci-dessous, on constate que les concentrations de Na^+ et Cl^- évoluent dans les mêmes proportions dans chaque forage, par rapport à l'élévation. Aussi, on remarque que Na^+ et Cl^- subissent le même taux de dilution dans un même forage et que les forages qui sont éloignés de la rivière des Mille-Îles, et qui se trouvent sur les terrains de BFI-Lachenaie (FP-06-01R, FP06-02R ET FP-06-03R), atteignent des taux de dilution au niveau du roc de 40% alors que ce taux est revu à la baisse en s'approchant de la rivière. Il avoisine les 5% sur le site 8.

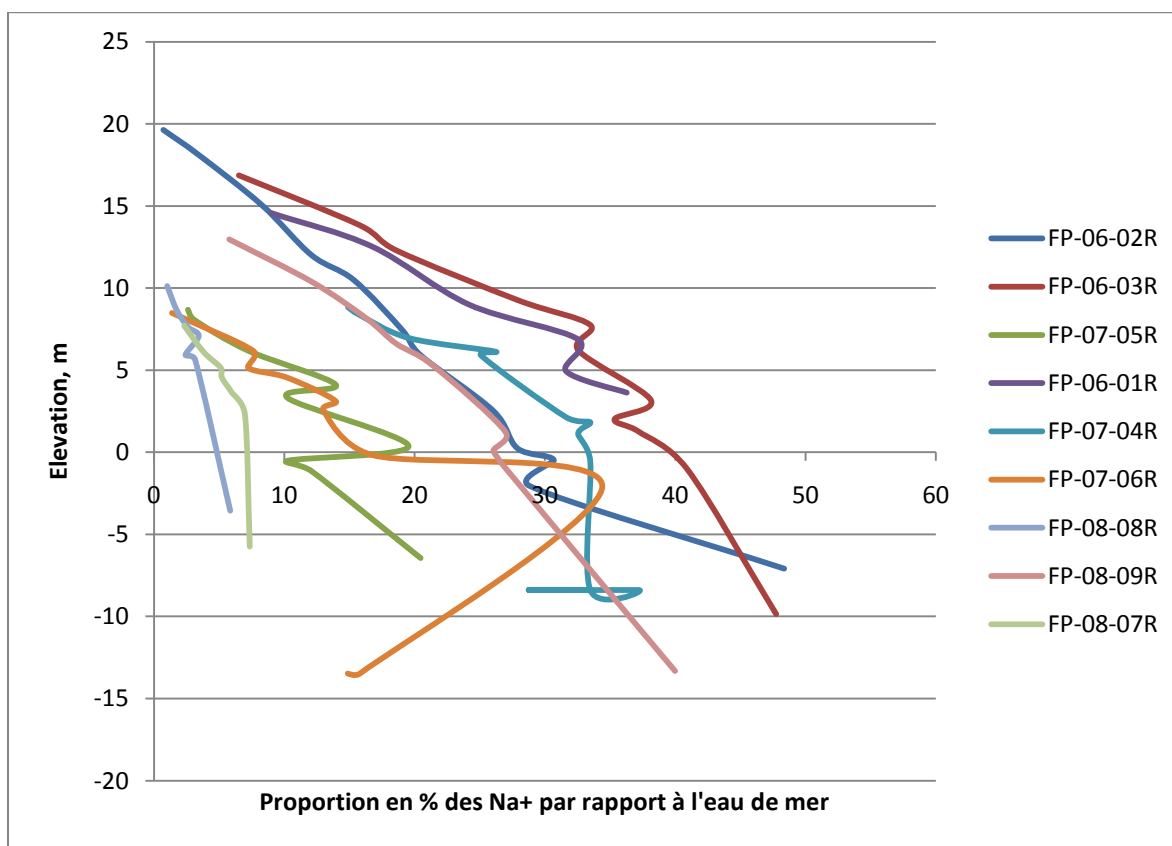


Figure 4.66: % Na^+ dans l'eau d'argile et dans le roc par rapport à l'eau de mer

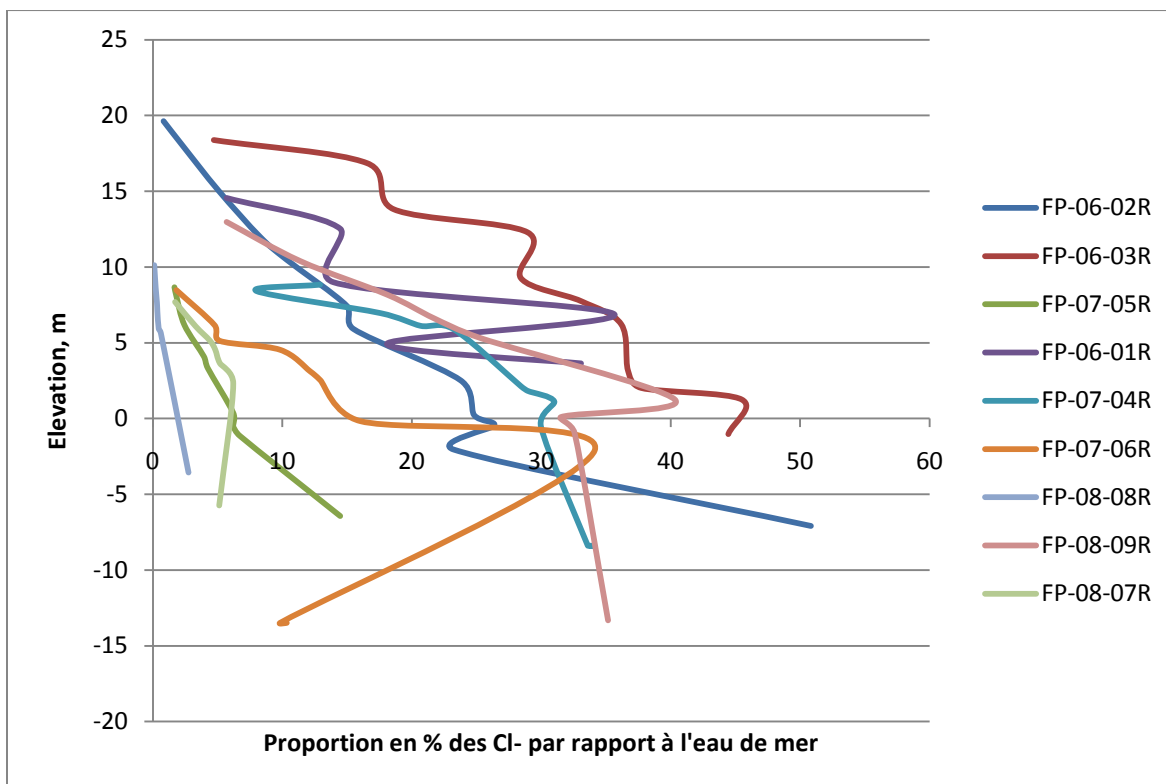


Figure 4.67: % de Cl^- dans l'eau d'argile et dans le roc par rapport à l'eau de mer

On pourrait expliquer cela par le fait que la plus on se dirige vers le Sud et donc vers la rivière, moins la couche d'argile est épaisse. Donc en supposant qu'il y a une percolation de l'eau météorique à partir de la surface, ce qu'on tentera de démontrer avec la modélisation numérique et l'analyse isotopique de l'eau souterraine, les argiles dans les sites proches de la rivière (FP-07-06R, FP-08-08R ET FP-08-09R) seraient plus "lessivés" que les argiles présentes sur le site de BFI au Nord.

Profils de concentrations

Les concentrations des ions Na^+ et Cl^- évoluent d'une manière identique par rapport à la profondeur du forage. En effet, on constate dans les figures 4.68 et 4.69 ci-dessous que ces deux concentrations augmentent avec la profondeur dans l'argile. Une fois arrivé au roc, cette augmentation de la concentration devient plus importante. Encore ici, on peut s'apercevoir que la proximité de la rivière engendre une diminution importante de la concentration au niveau de l'argile et du roc.

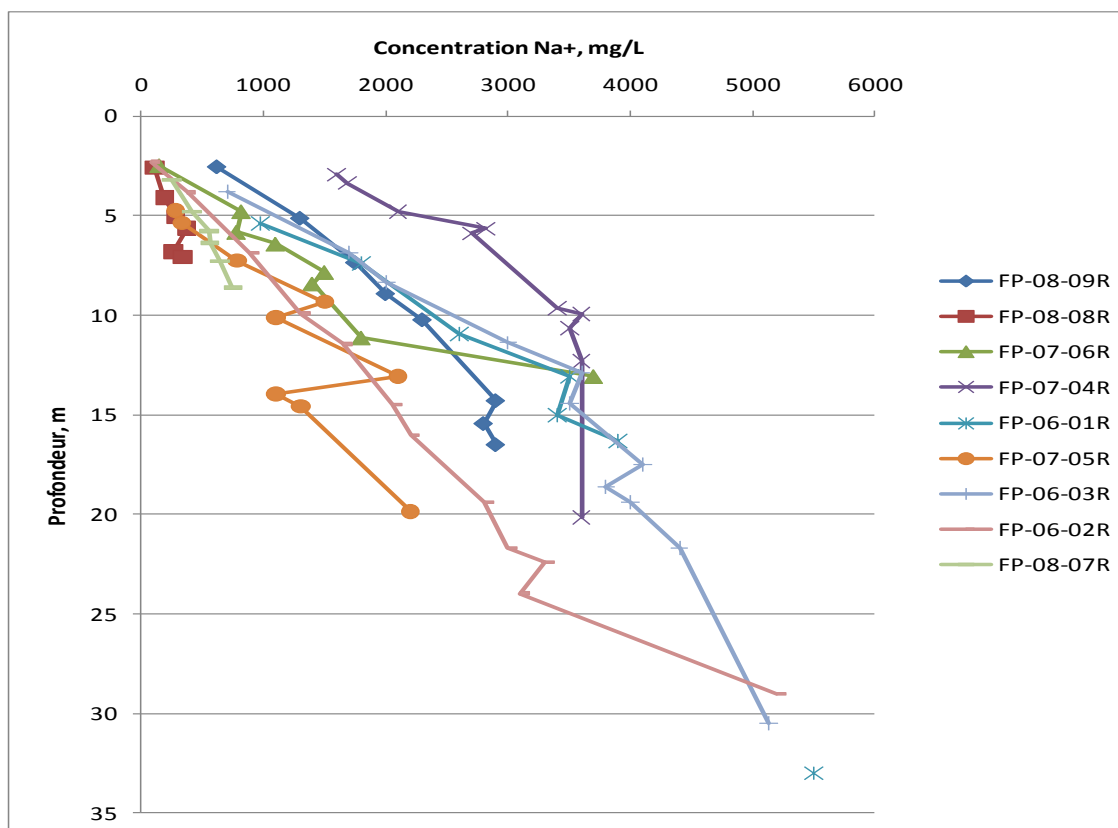


Figure 4.68: Évolution de la concentration du sodium Na^+ par rapport à la profondeur

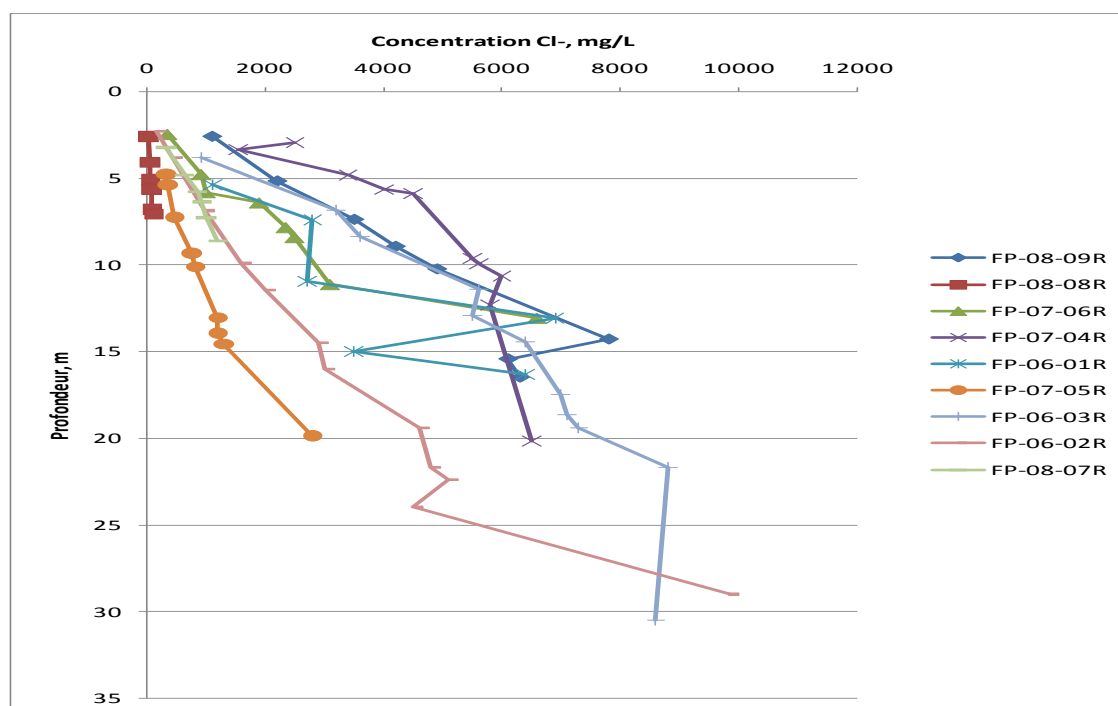


Figure 4.69: Évolution de la concentration des chlorures Cl^- par rapport à la profondeur

Aussi, on a vu précédemment dans les diagrammes de Piper que les eaux présentes dans la majeure partie des argiles et dans le roc sont de type Na-Cl. C'est pour cela qu'il est important d'identifier le genre de relation qui existe entre ces deux ions pour tenter d'identifier la source de la salinité dans les argiles Champlain.

D'après la figure 4.70 ci-dessous, on constate qu'il existe une corrélation linéaire entre la concentration de Cl^- et celle de Na^+ . Cette corrélation s'écrit sous la forme $[\text{Cl}^-] = 1.82[\text{Na}^+] - 407$ avec $R^2 = 0.92$. Dans l'eau de mer, le rapport $[\text{Cl}^-]/[\text{Na}^+] = 1.2$ alors que pour les halites, ce rapport est égal à 1. Mis à part pour les forages FP-06-01R et FP-07-05R, tous les points se situent autour de la droite caractéristique de l'eau de mer. Dans les eaux circulant dans les shales d'Amérique du Nord, on rapporte un ratio Na:Cl de 1:1, ce que Woodley (1996) explique par le contrôle d'halite. Cela peut aussi être dû au lessivage et au déplacement vers le bas d'eau de mer. Donc, même si les concentrations de Na^+ et Cl^- dans les eaux interstitielles sont inférieures à celles dans l'eau de mer, les rapports de concentration dans les différentes profondeurs sont assez proches de ceux constatés dans l'eau de mer. On peut donc penser que les eaux de mer emprisonnées dans les argiles Champlain et dans le roc ont été diluées par un apport d'eau douce, plus important à la surface qu'au fond de la couche d'argile et cela à une échelle régionale.

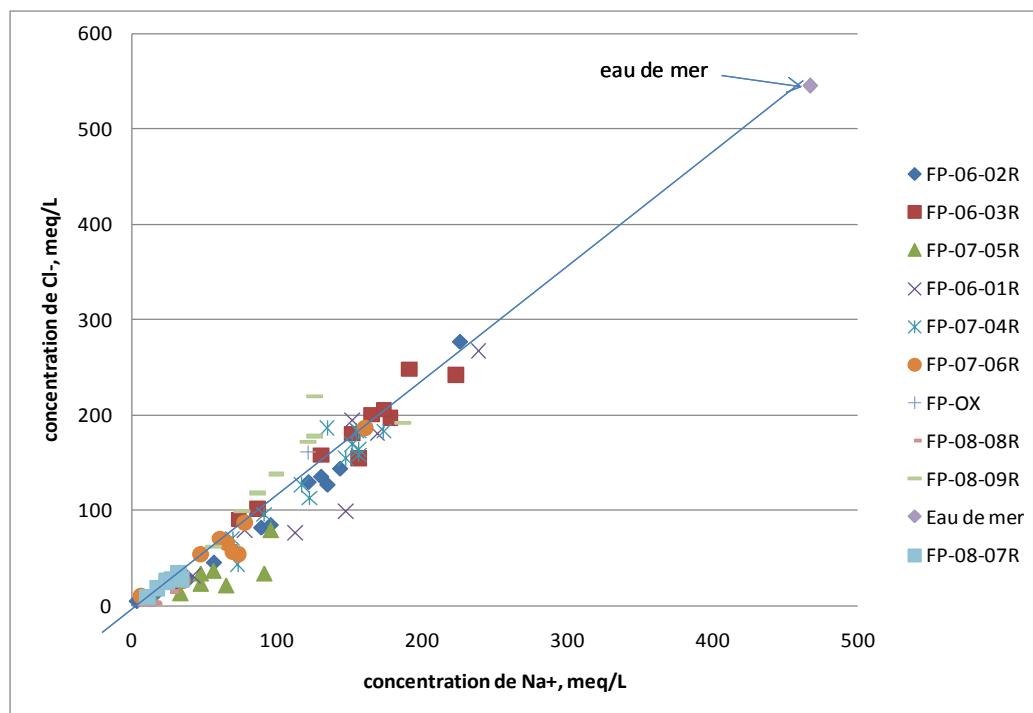


Figure 4.70: Concentration des chlorures (Cl^-) versus la concentration du sodium (Na^+)

Le profil de la concentration du potassium versus la profondeur montre que la concentration de K^+ augmente avec la profondeur dans la couche d'argile. La concentration en bas de la couche d'argile varie entre deux à trois fois par rapport au haut de la couche d'argile. Par contre, on remarque que la concentration de K^+ diminue dans le roc. Ce même constat est fait pour le magnésium (figure 4.72).

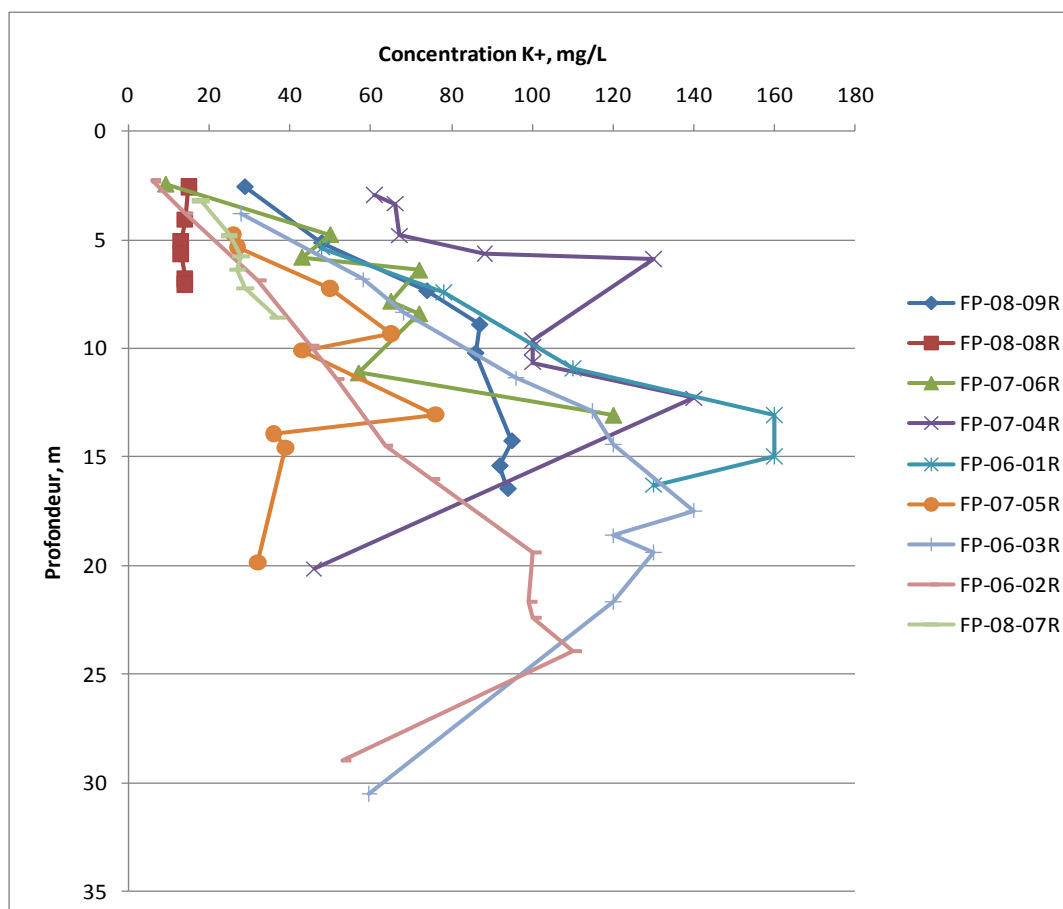


Figure 4.71: Concentration du potassium en fonction de la profondeur

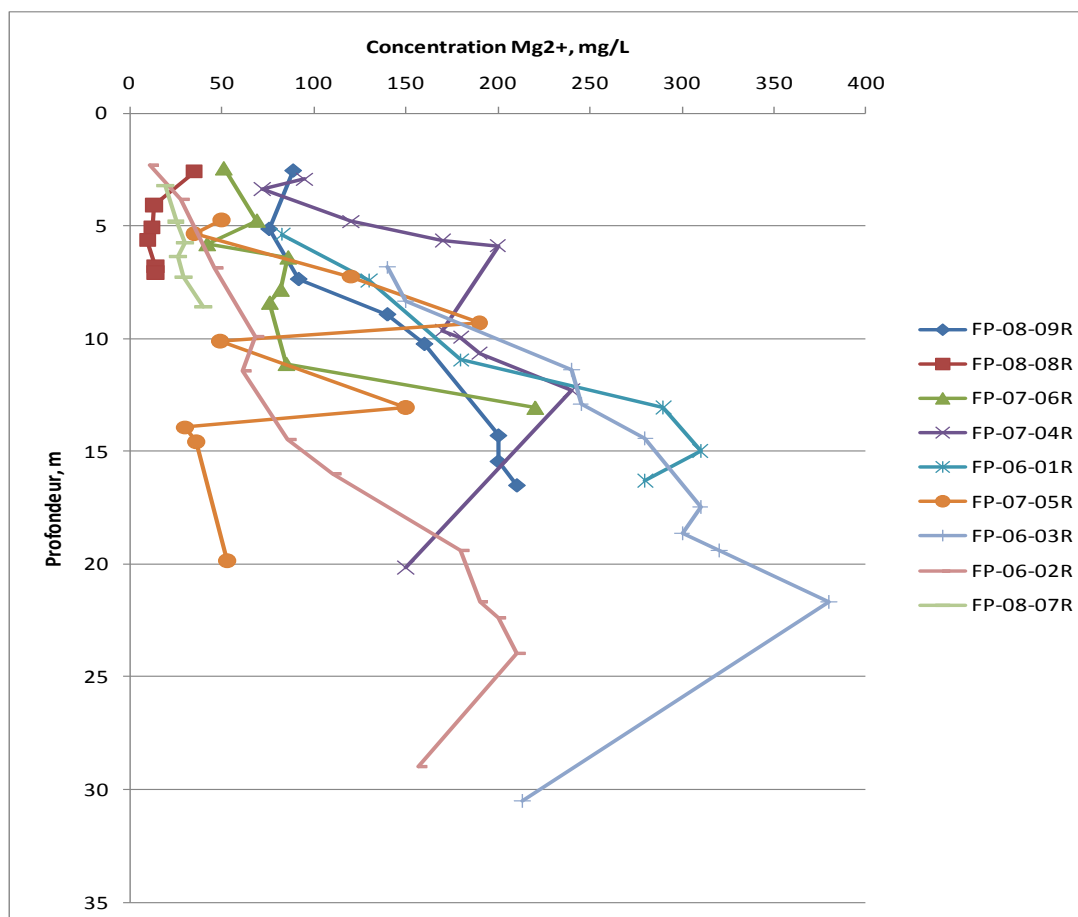


Figure 4.72: Concentration du magnésium en fonction de la profondeur

Dans la figure 4.73 ci-dessous, on constate qu'il existe une relation linéaire entre la concentration des chlorures et la concentration du potassium. On remarque par ailleurs que la majorité des points se trouvent en dessous de la droite du rapport Cl^- versus K^+ pour l'eau de mer.

D'après Drever (1988), le potassium est le cation le plus affecté par les échanges cationiques: K^+ est extrait des minéraux de la roche mère et précipite dans des minéraux secondaires (Woodley, 1996). Durant l'échange cationique, le sodium Na et le potassium K sont libérés dans la solution et le calcium Ca est adsorbé à leur place. Ceci influence grandement la chimie de l'eau interstitielle. Toutefois, ce processus peut être freiné si la fraction argileuse n'est pas importante.

Si tel est le cas, et comme avancé par Woodley (1996), la chimie de l'eau interstitielle est modifiée et on se retrouve dans une situation où l'équilibre entre les cations Ca et Mg et les anions HCO_3 et SO_4 est perturbée: $(\text{Ca}+\text{Mg})$ est alors déficient par rapport à $(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$.

Dans notre cas, ce déficit n'est pas constaté dans l'ensemble des forages étudiés. L'exception apparaît dans les forages FP-06-03R, FP-06-02R et FP-07-04R. Par contre, dans les autres forages, on constate ce déficit de cations divalents par rapport aux anions divalents. Cette diminution démontre qu'un échange cationique a lieu et influence la chimie de l'eau interstitielle dans l'argile. Dans les sites où ce phénomène n'est pas constaté, il se peut que la faible fraction argileuse qui induit une faible surface spécifique ait causé le ralentissement des échanges cationiques.

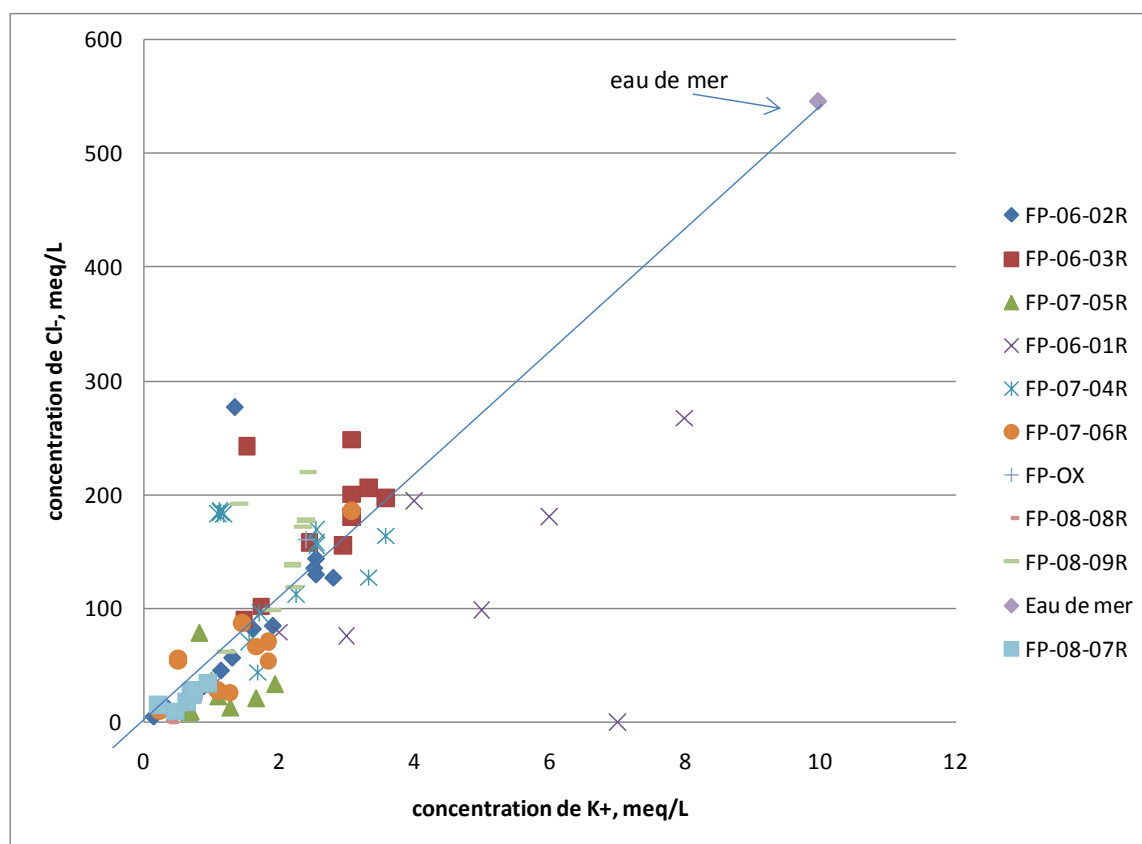


Figure 4.73: Concentration des chlorures (Cl^-) versus la concentration du potassium (K^+)

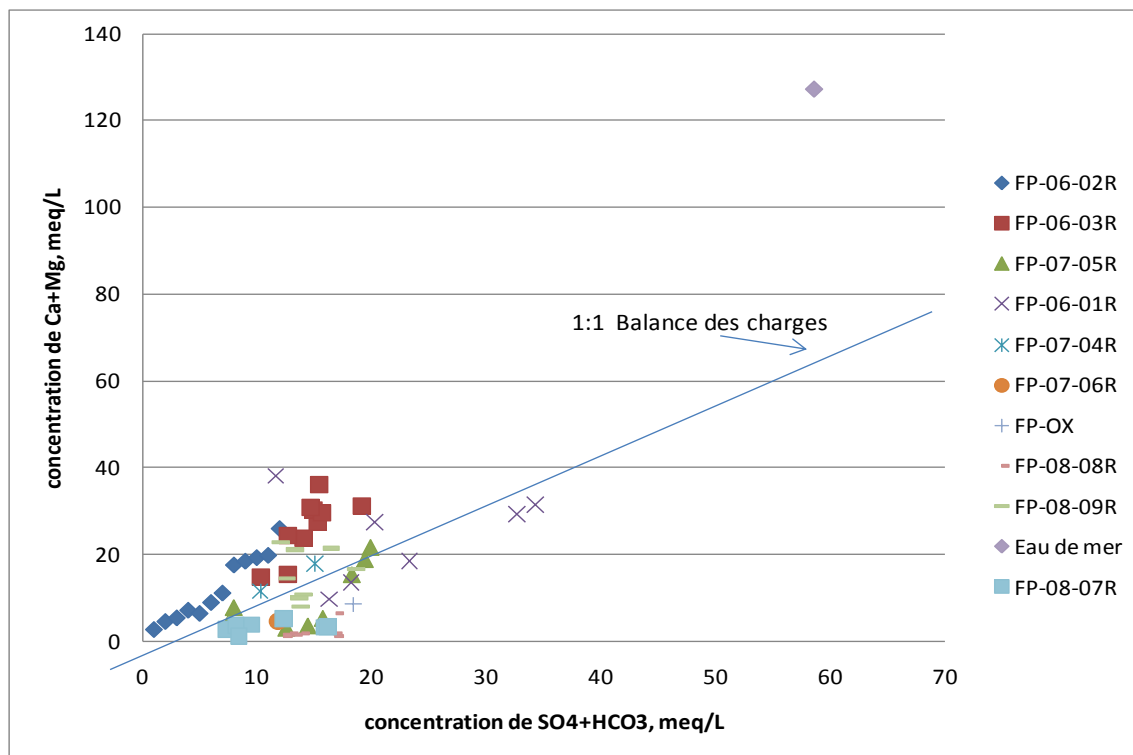


Figure 4.74: Somme des concentrations (Ca + Mg) versus la somme des concentrations des sulfates et carbonates ($\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$)

La figure 4.75 montre une corrélation linéaire entre Mg^{2+} et Cl^- dans tous les forages. Par contre, on remarque que dans le forage FP-06-04R, la ligne se trouve au dessus de la ligne représentant le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$ dans l'eau de mer.

Dans la littérature, on sait qu'il y a un déficit de magnésium dans les eaux souterraines par rapport à l'eau de mer (Briggs, 1995). Aussi, on sait que la formation de dolomites et de chlorites contribue à la disparition des cations Mg^{2+} (Collins, 1975). Le magnésium est moins présent dans l'eau souterraine que dans l'eau de mer à l'exception du forage FP-06-04R où la présence du magnésium est bien supérieure que dans l'eau de mer. Soulignons que dans ce forage 04R, il y a un écoulement naturel permanent du bas vers le haut dans le piézomètre.

En analysant l'évolution du ratio $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ par rapport à la concentration de Cl^- (figure 4.76), on constate qu'il y a une baisse de la concentration de Ca par rapport à celle de Mg^{2+} quand la concentration de Cl^- augmente, c'est-à-dire quand la profondeur de l'échantillon d'argile augmente. Cela est valable pour la couche d'argile. Dans le roc, on constate que le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ augmente quand Cl^- augmente.

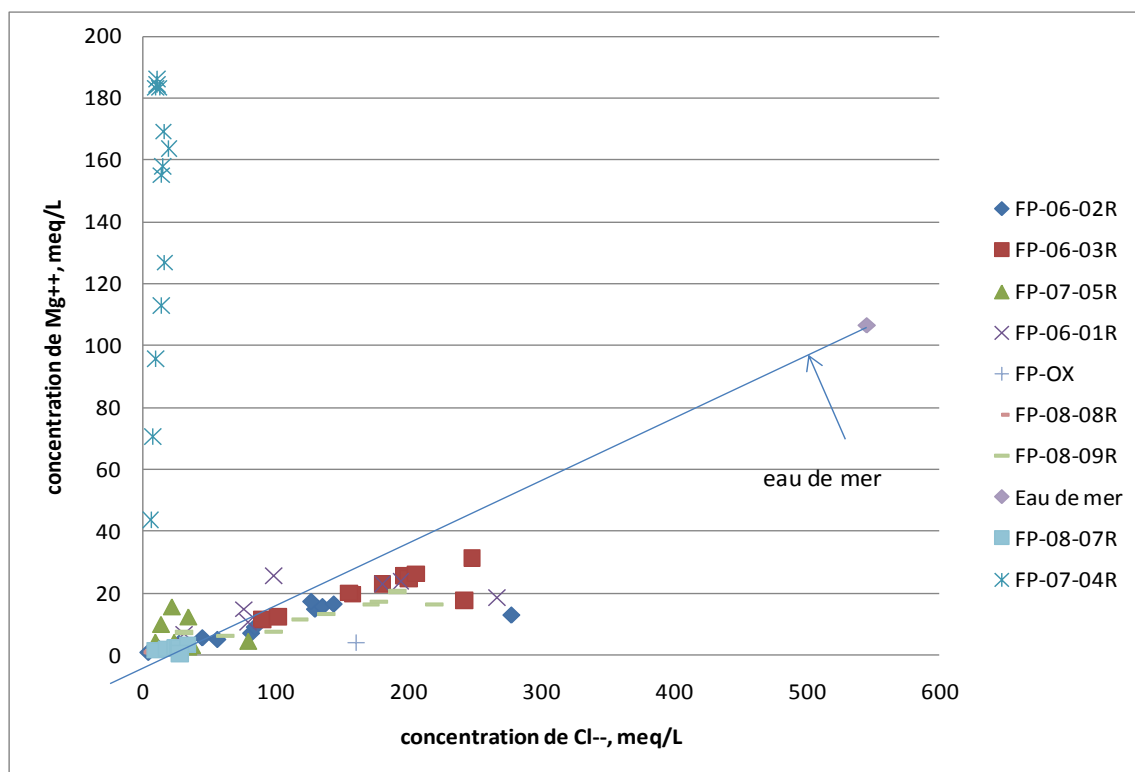


Figure 4.75: Concentration du magnésium (Mg^{2+}) versus la concentration des chlorures (Cl^-)

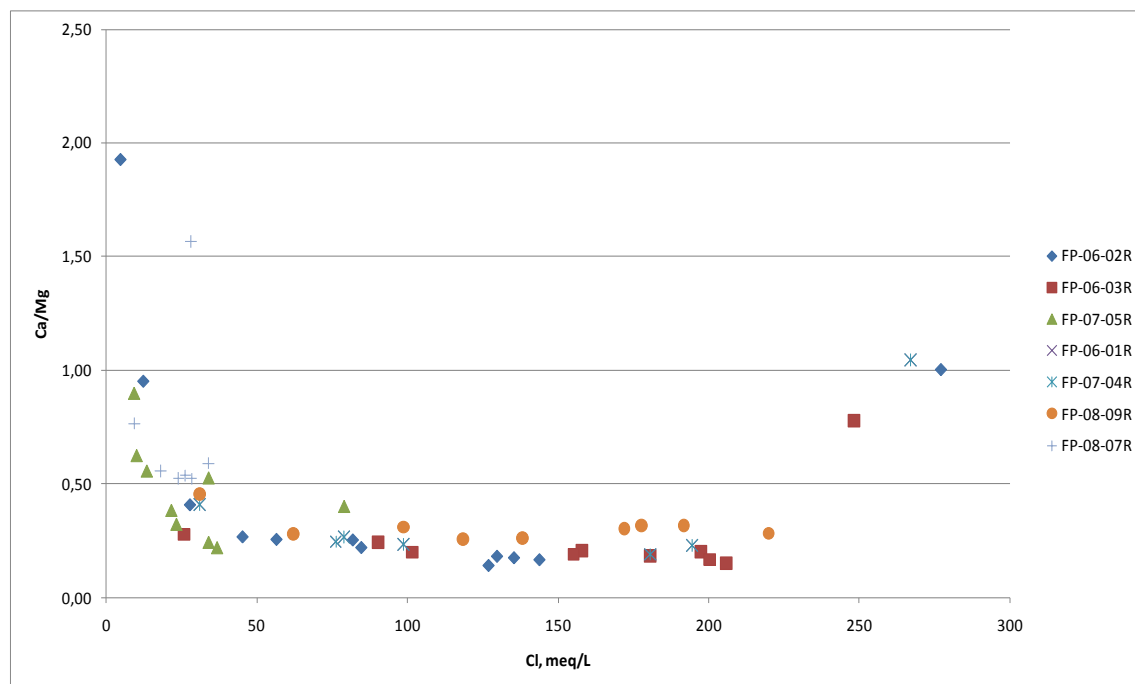
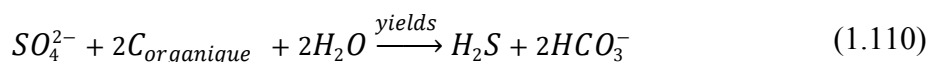


Figure 4.76: Évolution du rapport Ca/Mg par rapport à la concentration des chlorures

Comparativement à l'eau de mer, l'eau interstitielle est enrichie en HCO_3^- et appauvrie en SO_4^{2-} par rapport à Cl^- (figures 4.77 et 4.78). Dans le roc, on constate même que la concentration des sulfates atteint de très petites valeurs qui avoisinent 0. Pour certaines analyses, cette concentration n'a pas pu être obtenue car la valeur était en dessous de la limite de détection. Par contre, dans l'argile, la tendance générale indique que la concentration des sulfates diminue avec la profondeur (figure 4.79).

Les sulfates sont contrôlés par les conditions redox dans les aquifères. Dans un environnement réducteur, SO_4^{2-} est réduit en H_2S par l'oxydation de la matière organique. Les bicarbonates sont donc un produit de l'environnement sulfatoréducteur.

Drever (1988) explique cela par l'équation:



Les ions qui sont le plus affectés par les réactions géochimiques sont SO_4^{2-} et HCO_3^- . Il est à noter que les concentrations de SO_4^{2-} dans l'eau interstitielle des sédiments des fonds marins avoisinent 0 à cause de la sulfato-réduction (Lasaga et Holland, 1976). Aussi, dans les dépôts marins riches en matière organique décomposable, les bactéries sulfato-réductrices consomment SO_4^{2-} , produisent HS^- et CO_2 . Si la sulfatoréduction se produit en présence de calcite et de dolomite, le CO_2 engendre la dissolution de la calcite jusqu'à ce que la saturation de la calcite et de la dolomite soit atteinte (Desaulniers et Cherry, 1988).

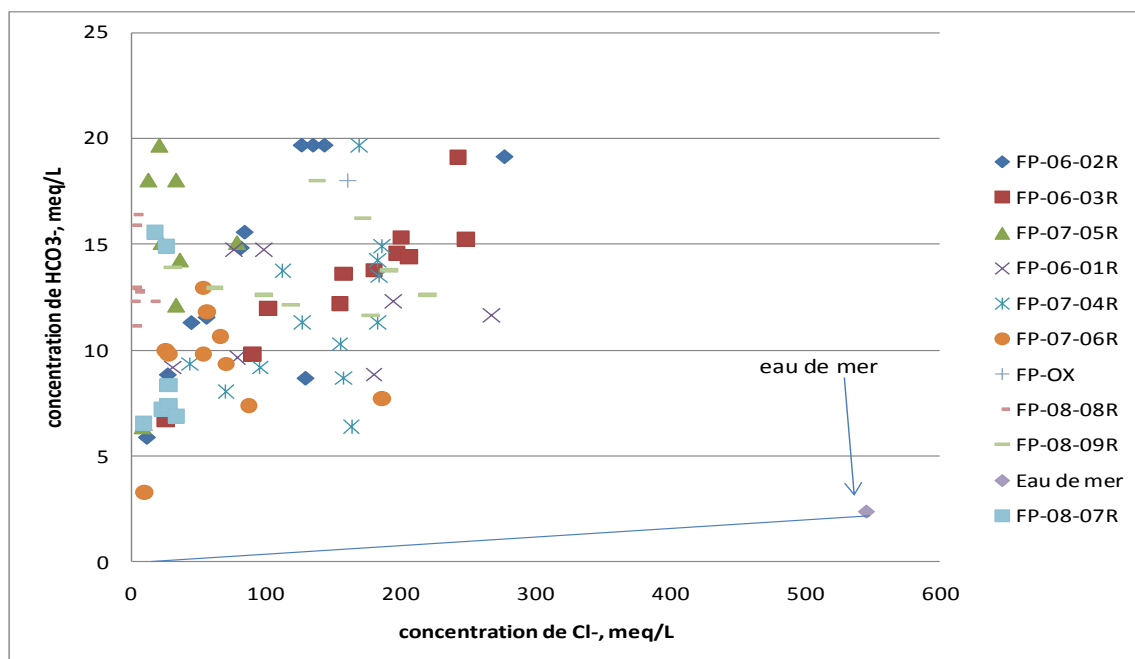


Figure 4.77: Concentration des (HCO_3^-) versus la concentration des (Cl^-)

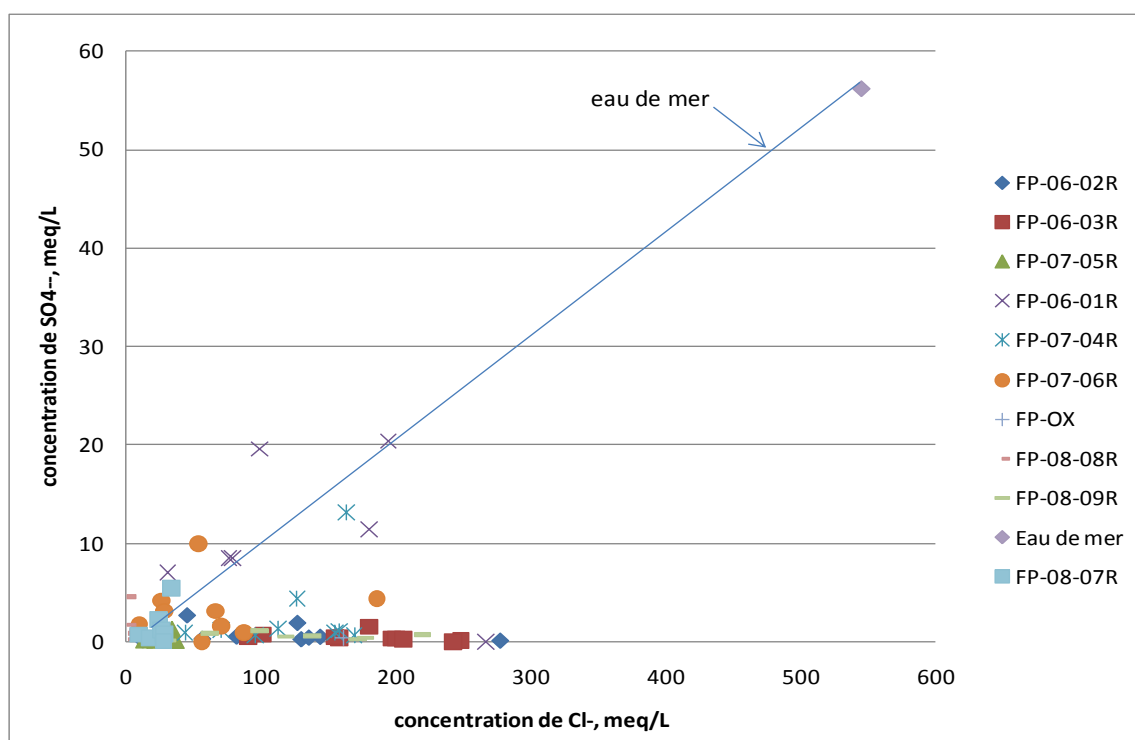


Figure 4.78: SO_4^{2-} versus Cl^-

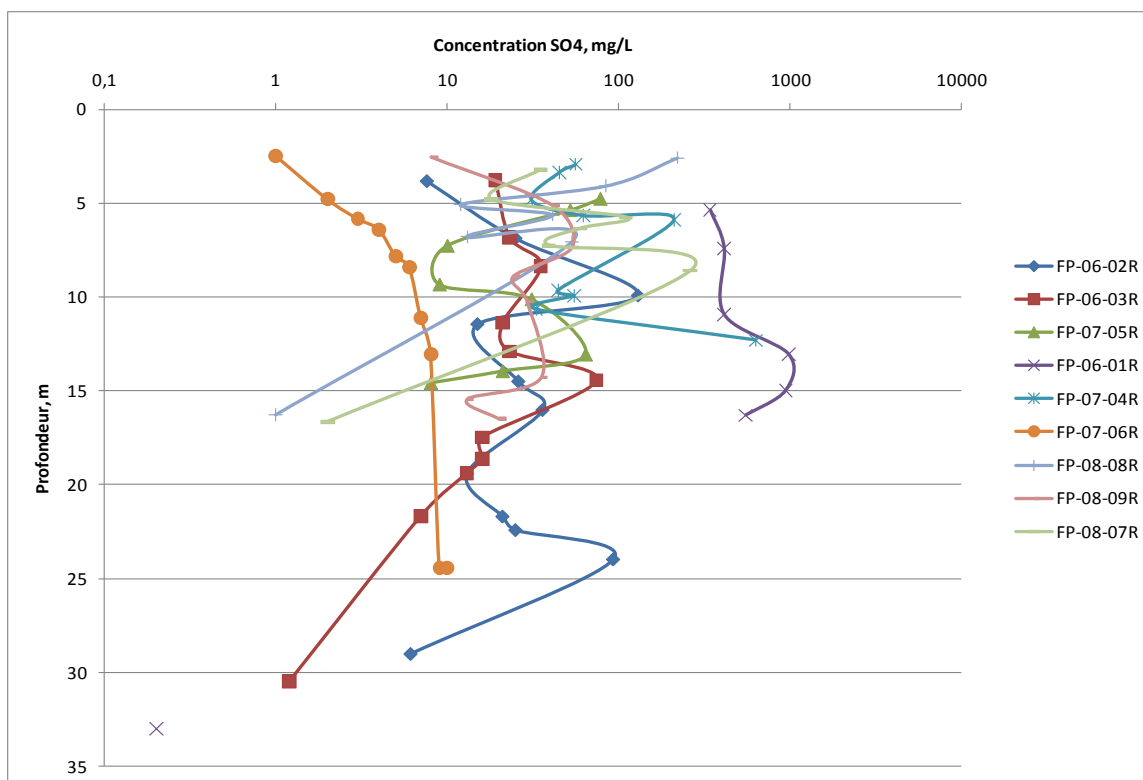


Figure 4.79: Concentration des SO_4^{2-} versus la profondeur

Pour le pH, on constate que sa valeur est pratiquement constante en fonction de la profondeur. Sa valeur oscille entre 7,2 et 8,0 dans tous les forages.

Enfin, des analyses d'iode dans les eaux interstitielles et dans le roc confirment la présence d'eau d'origine marine. En général, le sol contient 20 fois plus d'iode que les roches et les minéraux car l'iode est retenu par les argiles et la matière organique (Ecological Agriculture Projects, Université Mc Gill, <http://eap.mcgill.ca/agrobio/ab390-01.htm>, 2009). L'iode entre dans l'atmosphère via l'évaporation de l'eau de mer et est distribué à la surface du globe par la pluie. Aussi, l'iode a pu se retrouver dans l'eau de mer qui est emprisonné dans le roc et l'argile. Dans la figure 4.80 ci-dessous, on constate que la teneur en iode a tendance à augmenter avec la profondeur. On peut expliquer cela par le fait que plus on se dirige vers la surface, plus l'argile est lessivée par l'infiltration d'eaux de pluie et de fonte de neiges et donc la concentration de l'iode est moindre.

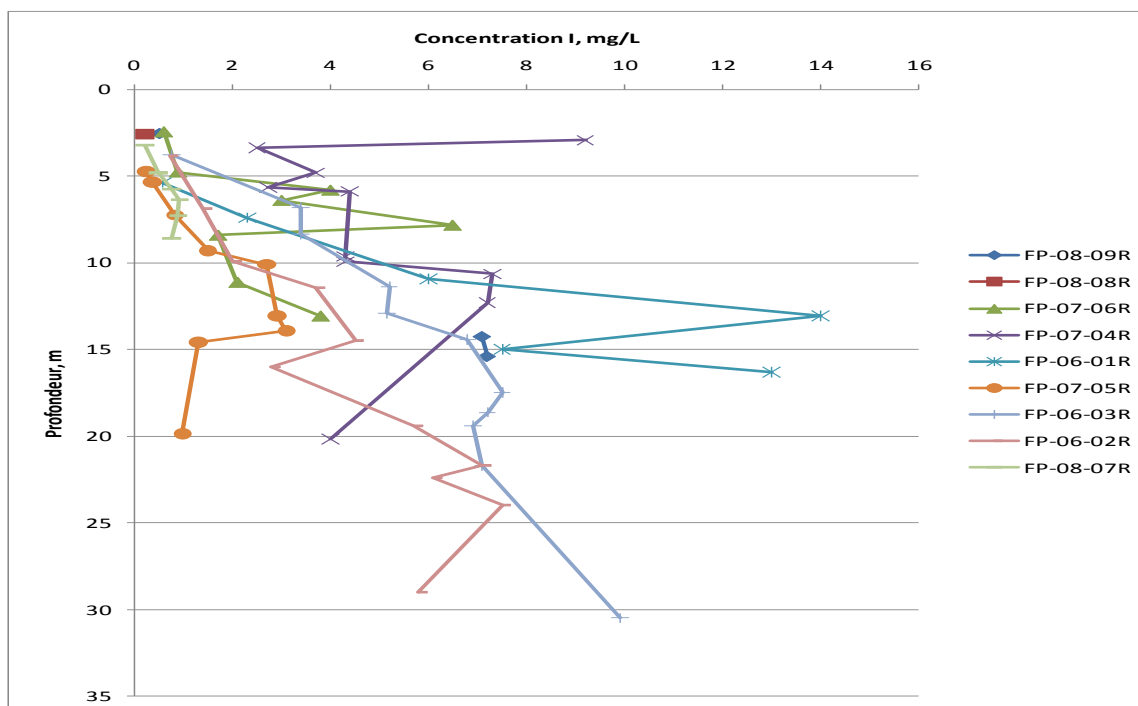


Figure 4.80: Variation de I^- par rapport à la profondeur

Le rapport Br^-/Cl^- est dans la majorité des cas un outil performant pour déterminer l'origine des chlorures dans les eaux souterraines. Les bromures et les chlorures étant non réactifs dans les environnements aqueux naturels, ils ne sont altérés ni par les diverses réactions chimiques ni par les réactions d'oxydo-réduction et permettent donc de retracer l'origine de la salinité dans l'eau. Aussi, le rapport Br/Cl reste constant même dans le cas d'évaporation ou de mélange avec des eaux dépourvues de ces éléments (Hsissou, 1999).

Les chlorures et bromures peuvent avoir plusieurs origines: l'eau de mer, l'halite ou l'eau de pluie. Dans l'eau de mer, le rapport pondéral Br/Cl est de $3.47.10^{-3}$ alors que dans l'halite, ce ratio n'est que de $0.183.10^{-3}$.

D'après les résultats obtenus (figure 4.81), on constate un alignement des teneurs en bromures par rapport aux chlorures le long de la ligne de dilution de l'eau de mer. En effet, les ratios Br/Cl obtenus dans tous les forages analysés se rapprochent de la valeur de ce ratio dans l'eau de mer ce qui élimine l'hypothèse de la dissolution de l'halite. Les bromures et chlorures ne peuvent donc provenir que d'eau de mer ou de précipitations. En effet, l'eau de pluie est la source principale de brome dans la nature et présente un ratio Br/Cl identique à celui trouvé en eau de mer (Richter et Kreitler, 1983). Il se peut même que le ratio Br/Cl excède les valeurs normales de

l'eau de mer et des précipitations. Il a été démontré par Duce et Hoffman (1976) et par Gerritse et George (1988) que l'augmentation de ce rapport peut être attribuée aux aérosols, aux embruns marins ou à l'enrichissement en brome des eaux d'infiltration à travers les horizons organiques du sol.

L'utilisation du ratio Br/Cl a permis d'écarter l'hypothèse que les chlorures présents dans l'eau interstitielle ou dans le roc soient originaires de la dissolution d'halite présente dans la matrice de l'aquifère ou d'une contamination (origine anthropique) sinon le rapport Br/Cl serait appauvri par rapport au domaine océanique. Cl et Br proviennent plutôt des eaux de mer emprisonnées dans les interstices de l'argile et dans le roc depuis le retrait de la mer Champlain (paléosalinité) et/ou de l'infiltration des précipitations dans le sol.

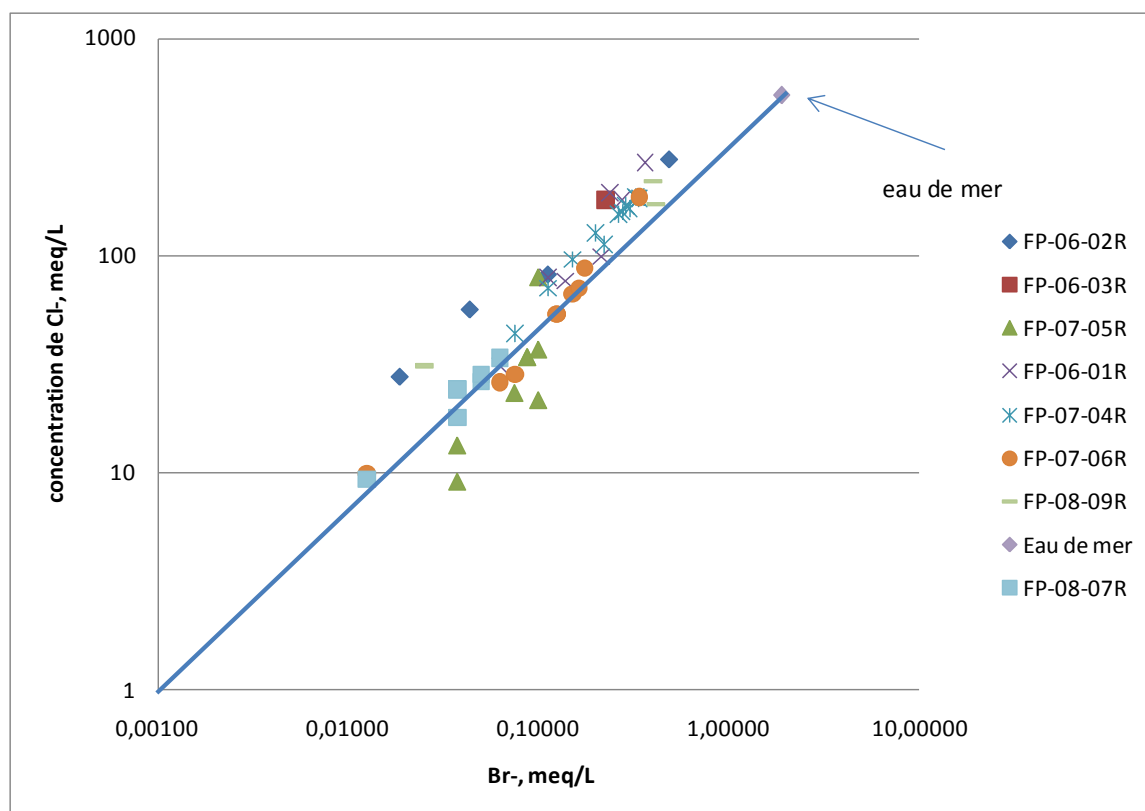


Figure 4.81: Concentration des chlorures (Cl^-) versus concentration des bromures (Br^-)

Enfin, la concentration des sels dans le roc est répartie de la façon suivante: les sites se situant dans le nord (1,2 et 3) ont une salinité élevée qui représente environ 50% de la salinité dans l'eau de mer. En se dirigeant vers l'Ouest et le Sud, c'est-à-dire en se rapprochant respectivement des

rivières des Prairies et des Mille-Îles, on constate que la salinité diminue. Au bord de la rivière des Mille-Îles, la salinité atteint 4.41 g/L (site 6).

Un autre fait marquant est la salinité dans les sites 7 et 8. Ces valeurs sont très basses. On ne trouve pas encore d'explications à cela. Il faut juste souligner que ce sont les seuls piézomètres installés en zone urbaine. Pour le site 5, les basses teneurs en sels sont expliquées par la présence d'un lac à une dizaine de mètres du piézomètre dans le roc. Il n'y a par contre aucun constat qu'on peut faire d'un point de vue salinité sur le site 4 où l'écoulement est naturel, permanent et se fait du bas vers le haut, les taux de sels respectent la logique évoquée: ils se trouvent à mi-chemin entre ceux des sites 1, 2 et 3 et ceux de la rivière des Mille-Îles, le taux de sels est donc moins important que dans le site 1 et plus élevé qu'au bord de la rivière.

Enfin, la salinité maximale de l'eau interstitielle augmente avec l'épaisseur de l'argile. Au nord (sites 1, 2 et 3), là où les salinités sont les plus élevées, l'argile a une épaisseur qui atteint 22,5 m. Plus en se dirige vers le Sud et l'Ouest, moins l'épaisseur est importante. Elle atteint 10 m au bord de la rivière des Mille-Îles et dans le site 8 (figure 4.82).

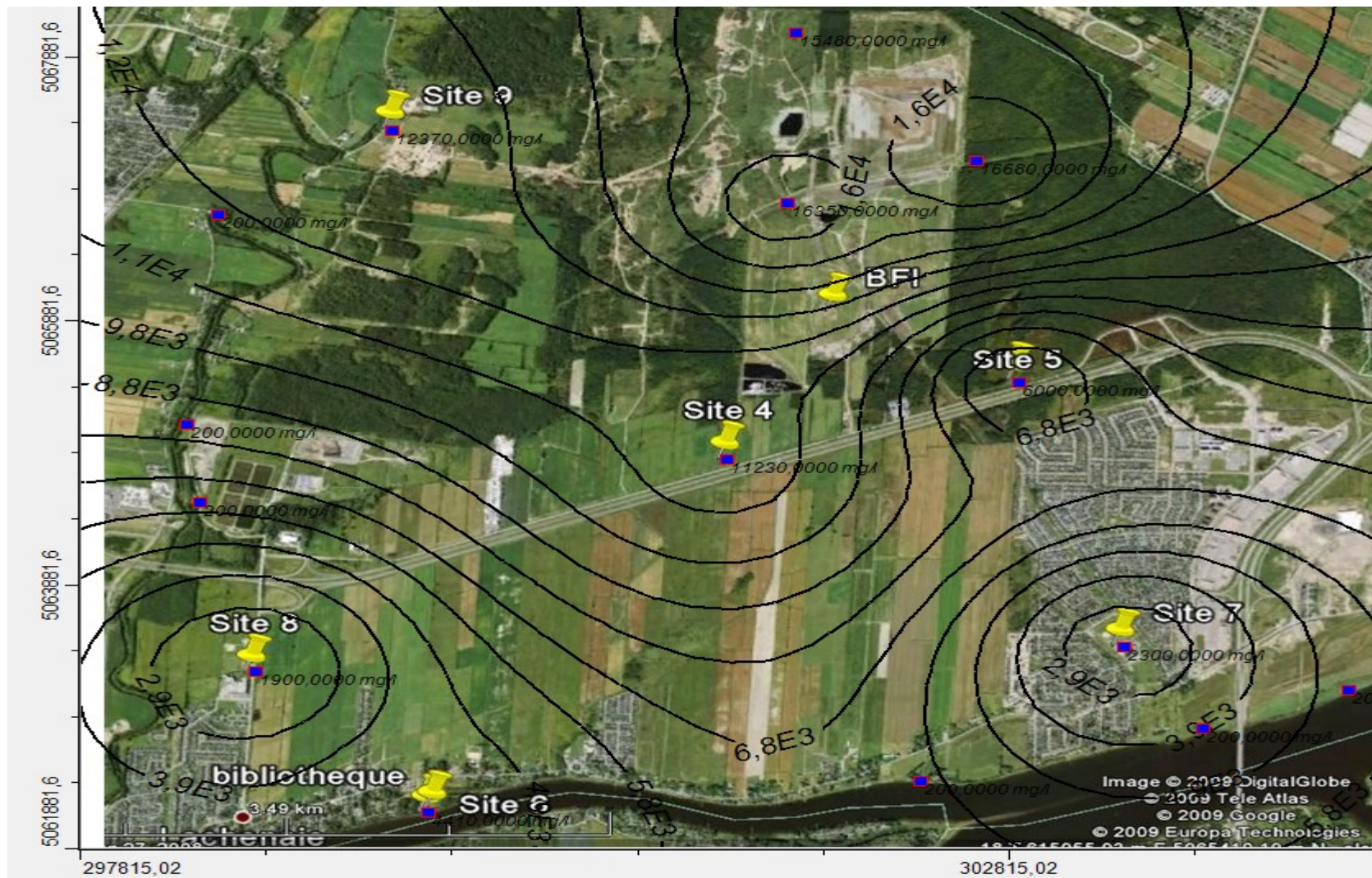


Figure 4.82: Concentration (mg/L) en sels dans le roc dans les 9 sites

4.12 Analyses isotopiques et profils obtenus

Certaines approches de datation des eaux souterraines sont dites indirectes. Ces techniques, dont la méthode de datation par ^{18}O et ^2H présentée dans cette section, ne permettent pas d'obtenir directement l'âge des eaux souterraines. Ces méthodes nécessitent la connaissance d'autres paramètres et notamment quelques données climatiques, la minéralogie des sols, l'analyse d'échantillons d'eau de pluie et d'eaux de surface ainsi que l'âge des eaux estimées par des méthodes semi-quantitatives.

La méthode de datation faisant usage du deutérium et de l'oxygène-18 est adaptée aux eaux dites ``vieilles``. Ces eaux sont identifiables par quelques indices. Kazemi et al. (2006) expliquent que les eaux présentes dans des unités confinées sont plus vieilles que les eaux circulant dans les autres unités. De même, les eaux dont la salinité est élevée sont plus vieilles que les eaux de moindre salinité. Aussi, on risque plus de trouver des vieilles eaux dans des couches peu perméables. Enfin, la chimie peut être un indicateur pour estimer l'âge relatif des eaux: les jeunes eaux sont oxydantes alors que les vieilles eaux sont réductrices.

Durant le Quaternaire, la région étudiée a connu plusieurs cycles de glaciation et déglaciation (à l'échelle de la Terre). Chaque cycle a duré environ 100000 ans. Les précipitations dans chacun de ces cycles sont uniques de même que leur contenu en ^{18}O et ^2H . Ces isotopes étant conservateurs, ils permettent de retracer l'origine et l'âge des eaux souterraines.

Dans le cadre de cette étude, les analyses isotopiques ^{18}O et ^2H sont réalisées sur des volumes d'eau de 5 mL par le laboratoire ``G.C.Hatch Isotope Laboratory`` de l'université d'Ottawa. Les résultats des différentes analyses sont présentés dans le tableau 4.8 ci-dessous. En plus des analyses de l'eau interstitielle de l'argile et de l'eau dans le roc, on a compilé les données des différentes eaux de précipitation et des eaux de surface dans la région pouvant ou ayant pu interférer avec les eaux souterraines.

Sur un plan régional, on constate que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ ainsi que l'excès en deutérium ($d = \delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$) varient en fonction de la zone géographique (figures 4.83, 4.84 et 4.85). Par contre, à une échelle locale, ces valeurs restent constantes. Aussi, dépendamment de la période de l'année, on constate que ces valeurs fluctuent autour d'une valeur moyenne. Dans la région de Sainte-

Agathe par exemple, la valeur moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ varie autour de -12.6‰ , $\delta^2\text{H}$ autour de -88.1‰ alors que celle de l'excès en deutérium est autour de $+12.7\text{‰}$ (figure 4.86).

Pour les eaux de surface, l'analyse isotopique du fleuve du Saint-Laurent au niveau de la station de Terrebonne donne la relation suivante: $\delta^2\text{H}=5.8 \pm 0.2 \delta^{18}\text{O} -13 \pm 2$ ($R^2=0.87$) alors que pour les eaux souterraines des Basses Laurentides, Cloutier (2004) proposa la relation $\delta^2\text{H}=6.7 \delta^{18}\text{O} -0.02$ ($R^2=0.94$)

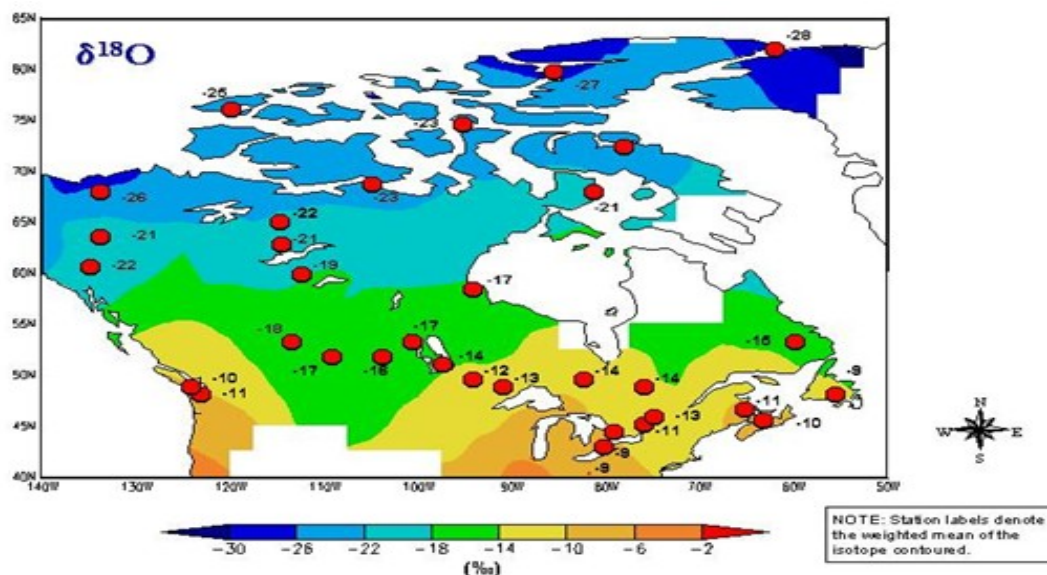


Figure 4.83: Variation de $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à la zone géographique

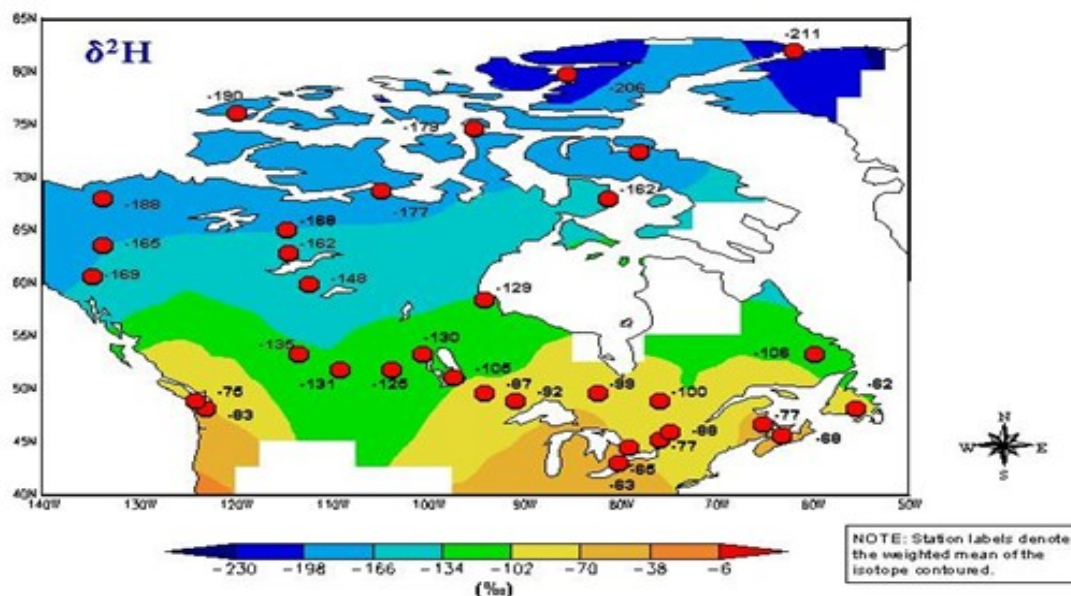


Figure 4.84: Variation de $\delta^2\text{H}$ par rapport à la zone géographique

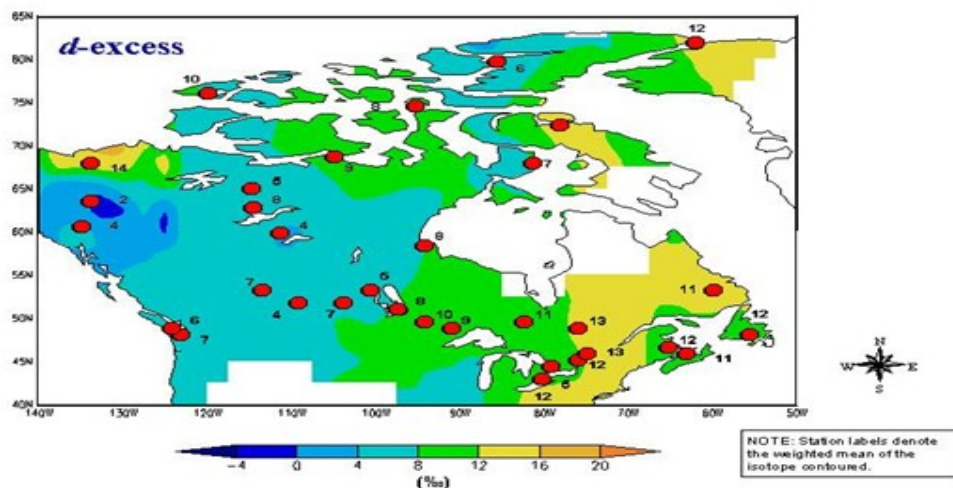


Figure 4.85: Variation de l'excès en deutérium par rapport à la zone géographique

(Source: Site web du Réseau Canadien des isotopes.

www.science.uwaterloo.ca/~twdedwar/cnip/cniphome.html)

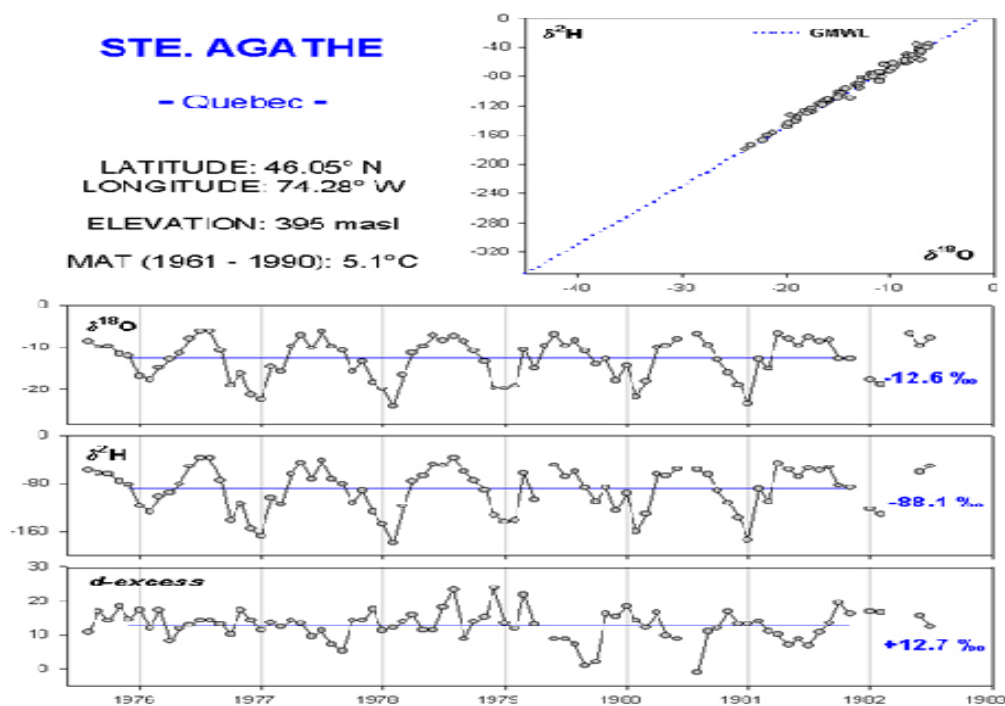


Figure 4.86: Variation de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et de l'excès en deutérium entre 1976 et 1983 à Sainte-Agathe (Québec)

(Source: Site web du Réseau Canadien des isotopes.

www.science.uwaterloo.ca/~twdedwar/cnip/cniphome.html)

Tableau 4.8: Valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans l'eau interstitielle des différents forages

Forage	Prof.(m)	el. (m)	Delta 2H (VSMOW)	Delta 18O (VSMOW)	Forage	Prof.(m)	el. (m)	Delta 2H (VSMOW)	Delta 18O (VSMOW)
FP-07-06R el. 10,95 m	2,47	8,49			FP-06-02R el. 21,92 m	2,29	19,63	--	--
	4,78	6,18	-74,14	-10,42		3,81	18,11	-77,37	-10,43
	5,82	5,14	-63,51	-8,90		6,86	15,06		
	6,41	4,55	-71,74	-10,10		9,91	12,01	-73,70	-10,17
	7,83	3,12	-77,83	-10,04		11,43	10,49		
	8,41	2,55	-69,37	-9,58		14,48	7,44	-75,05	-10,10
	11,12	-0,17	-68,80	-9,63		16,01	5,92	-74,27	-10,03
	13,06	-2,11	--	--		19,39	2,53	-74,26	-9,83
	Puits	24,43	-77,30	-10,50		21,68	0,24	-71,67	-9,87
FP-08-08R el. 12,71 m	2,58	10,13	-73,56	-10,38	FP-06-03R el. 20,65m	2,26	18,39	--	--
	4,07	8,64	-70,08	-10,06		3,78	16,87	-74,20	-10,24
	5,06	7,65	-70,90	-10,04		6,83	13,82	-71,60	-9,99
	5,625	7,085	-67,44	-9,63		8,36	12,29	-74,40	-9,97
	6,79	5,92	-67,67	-9,48		11,38	9,27	-70,00	-9,68
	7,06	5,65	-65,87	-8,64		12,90	7,75	-68,70	-9,65
Puits	16,27	-3,56	-76,70	-10,76	FP-07-05R el. 13,42 m	14,43	6,22	-69,80	-9,74
FP-08-09R el.15,53m	2,56	12,97	-70,76	-10,13		17,48	3,17	-70,30	-9,60
	5,14	10,39	-65,70	-9,66		18,63	2,02	-69,60	-9,39
	7,36	8,17	-68,29	-9,61		19,39	1,26	-70,50	-9,54
	8,92	6,61	-70,03	-9,64		21,68	-1,03	-69,20	-9,49
	10,23	5,3	-71,48	-9,66		Puits	30,5	-9,85	-72,35
	14,285	1,245	-71,26	-9,59		4,75	8,68	-64,50	-8,04
	15,43	0,1	-68,68	-9,78		5,35	8,07	-70,70	-9,60
	16,49	-0,96	-71,31	-9,66		7,25	6,17	-66,10	-8,35
Puits	28,85	-13,32	-70,70	-10,02	FP-06-01R el. 19,93 m	9,32	4,11	-76,80	-10,07
FP-08-07R el.10,91m	3,22	7,70	-69,28	-9,59		10,10	3,32	-71,20	-9,64
	4,81	6,10	-72,59	-10,06		13,05	0,37	-69,00	-9,18
	5,77	5,15	-73,79	-10,02		13,94	-0,52	-73,70	-10,02
	6,36	4,55	-70,27	-10,08		14,57	-1,15	--	--
	7,26	3,65	-71,29	-10,03		Puits	19,86	-6,44	-76,40
	8,61	2,31	--	--		5,38	14,56	-78,80	-10,89
Puits	16,65	-5,74	-74,90	-10,54		7,41	12,52	--	--
FP-07-04R el. 11,77 m	2,93	8,84	-77,20	-10,09		10,95	8,99	--	--
	3,35	8,42	-71,00	-9,82		13,07	6,87	-72,60	-9,87
	4,81	6,97	-75,83	-9,94		15,00	4,94	--	--
	5,65	6,13	-71,72	-9,50		16,30	3,63	-71,30	-9,62
	9,63	2,14	-70,59	-9,21		20,03	-0,10	-68,50	-8,86
	9,94	1,84	-68,76	-9,25		Puits	33,00	-13,07	-70,20
	10,65	1,12	-64,77	-9,11					
	12,31	-0,54	-69,34	-9,33					
Puits	20,16	-8,39	-68,9	-9,96					

Sur le diagramme de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (figure 4.89), on constate que tous les points sont situés en dessous de la droite météorique de Graig (1961). Aussi, on constate que ces points restent dans tous les cas très en dessous de la droite météorique locale (Ste-Agathe et Ottawa) et leurs teneurs isotopiques sont très inférieures aux teneurs isotopiques moyennes pondérées des précipitations. Cette différence de teneurs isotopiques peut notamment être expliquée par une différence entre la température de formation des eaux de pluie actuelles et celles des précipitations qui ont rechargé la nappe profonde. Aussi, et comme on le constate dans la figure 4.89 ci-dessous, l'écart de la composition isotopique des eaux souterraines avec la GMWL de Graig peut être causé par plusieurs phénomènes. Dans le cas des argiles Champlain, la déshydratation des argiles peut être une sérieuse cause à cela, de même qu'il est probable que ce soit le résultat de l'effet paléoclimatique, c'est-à-dire que la recharge se serait effectuée, en grande partie, sous un climat plus froid que celui qui règne actuellement sur la région. Par contre, on constate que tous les points sont répartis autour de la ligne moyenne des précipitations en Amérique du Nord (Réseau Canadien des isotopes).

En ce qui concerne la relation $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$, mis à part pour les forages FP-06-04R et FP-06-06R où on trouve des pentes de 8.17 et 9.48, dans tous les forages, la pente est d'environ 5.2 ce qui est en dessous de la pente des précipitations (7.6). Cela s'explique par le fait que le forage FP-06-06R est au bord de la rivière et qu'il y a peut être un mélange avec les eaux de surface. Cela se confirme encore dans la figure 4.89 car les points du forage FP-06-06R se trouvent aux alentours de la ligne définissant la relation entre les isotopes dans la rivière du St-Laurent. Dans le forage FP-06-04R, un écoulement permanent du bas vers le haut ainsi que la proximité de quelques mètres d'un cours d'eau peuvent expliquer ce décalage dans la valeur de la pente.

Aussi, on remarque dans l'évolution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à la profondeur que dans la couche d'argile, ces valeurs oscillent généralement autour de -10‰ mais une fois arrivés au roc, on remarque que ces dernières sont plus négatives ce qui indique que les deux eaux ne sont pas identiques. On pourra expliquer cela par les mélanges et apports d'eau qui peuvent se produire au niveau de l'aquifère (recharge et décharge) alors que dans les argiles, la faible conductivité hydraulique ne permet pas un renouvellement rapide des eaux. Aussi, on pourra clarifier ce point plus tard avec la modélisation numérique quand les conditions d'écoulement seront déterminées. On constate aussi que les changements de salinité de l'eau n'influencent pas la teneur en $\delta^{18}\text{O}$.

(figure 4.89). En effet, même si la concentration en Cl^- augmente de 500 mg/L à 10000 mg/L, on constate que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ restent autour de -10‰.

Enfin, il apparaît que l'origine de l'eau provient de 3 différentes sources. D'après la figure 4.91, quand on trace la salinité (TDS) versus $\delta^{18}\text{O}$, on constate que les points de l'eau interstitielle se situent en dessous de la ligne de mélange des eaux de mer et de fonte de neiges. Donc, on conclut qu'il existe une troisième source d'eau, en plus des eaux et des eaux de fonte de glaciers, qui dans notre cas ne peut être que les eaux de précipitation. Cela a aussi été confirmé par Woodley (1996) pour des argiles Champlain.

Cette méthode a permis d'émettre un certain nombre d'hypothèses sur l'origine de l'eau souterraine. La datation avec le carbone ^{14}C ainsi que la modélisation numérique et les analyses chimiques permettront de déterminer l'origine et l'âge des eaux.

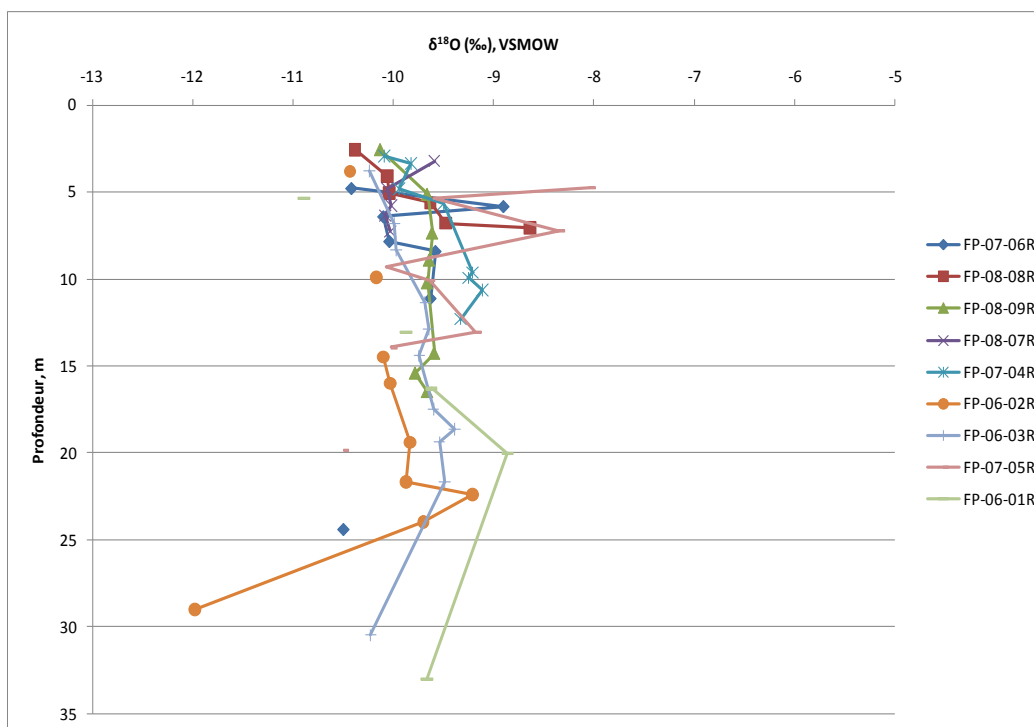


Figure 4.87: Variation de $\delta^{18}\text{O}$ avec la profondeur

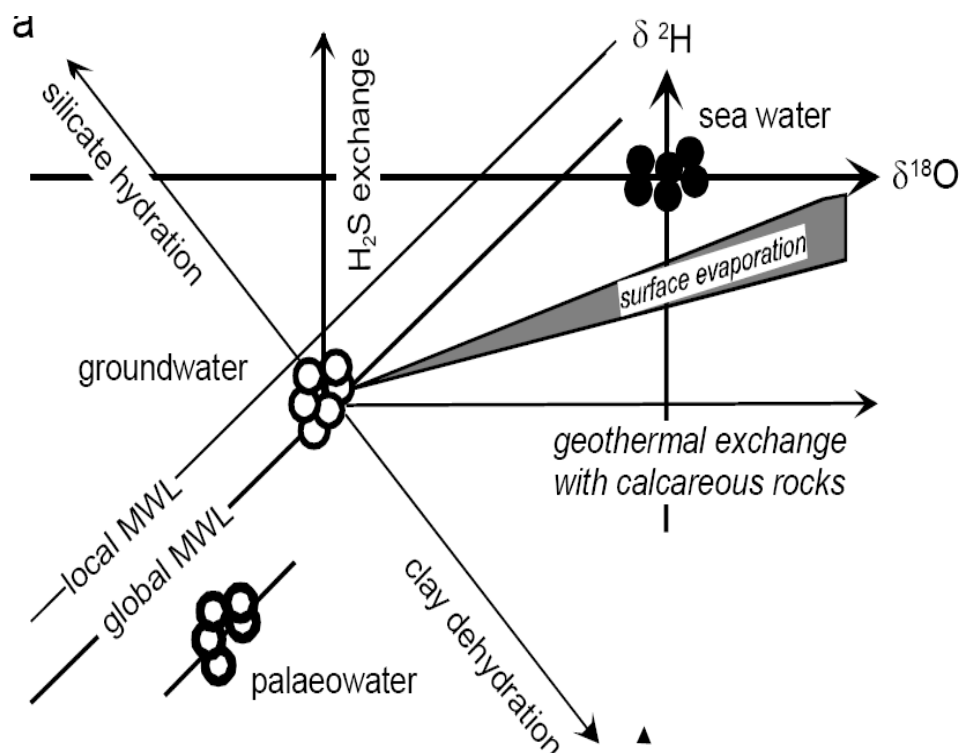


Figure 4.88: Différents processus pouvant influencer la relation entre le deutérium et l'oxygène-18 (source: Kresic 2007)

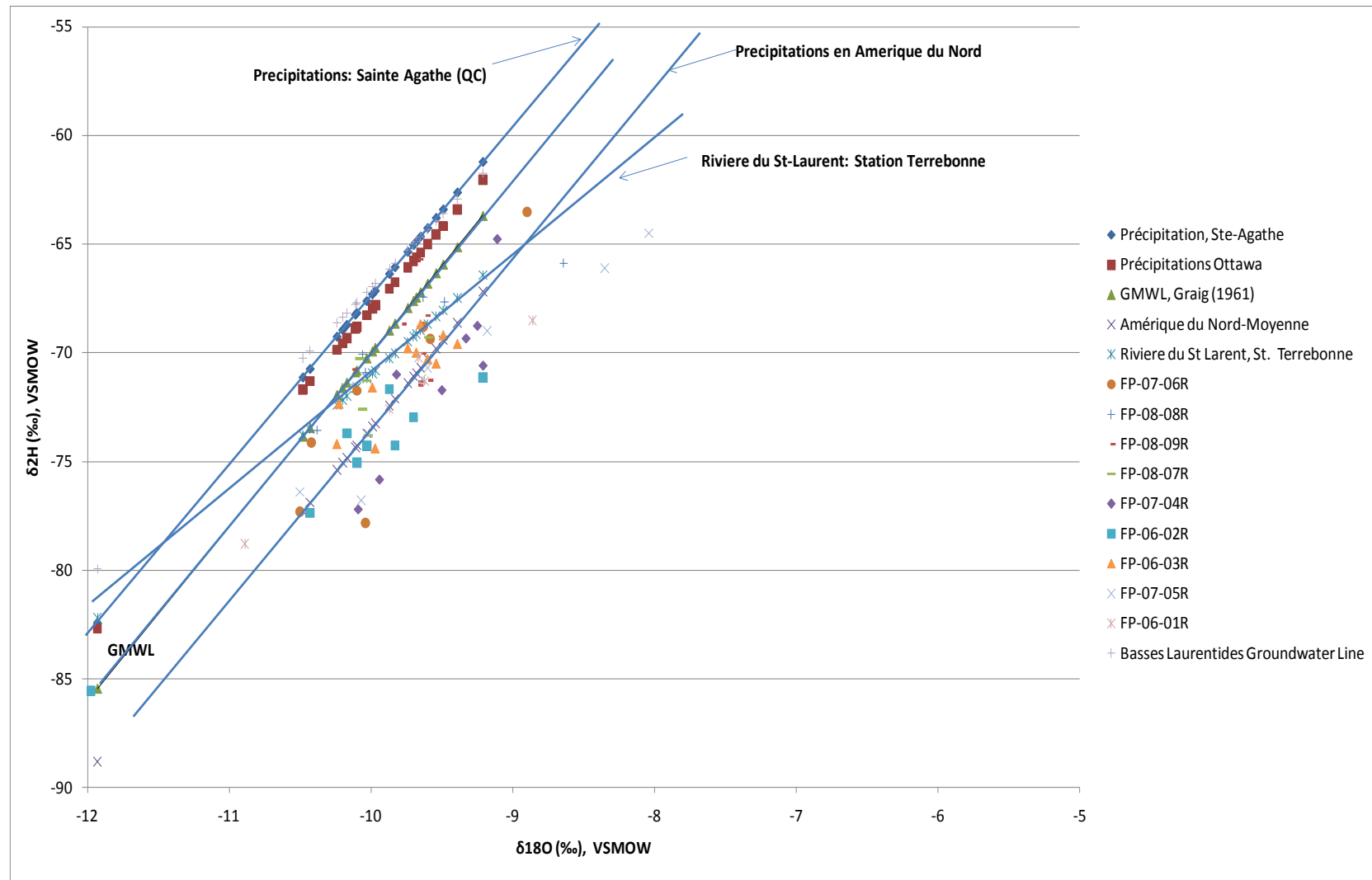


Figure 4.89: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux souterraines, les eaux de précipitation et l'eau de la rivière du St-Laurent

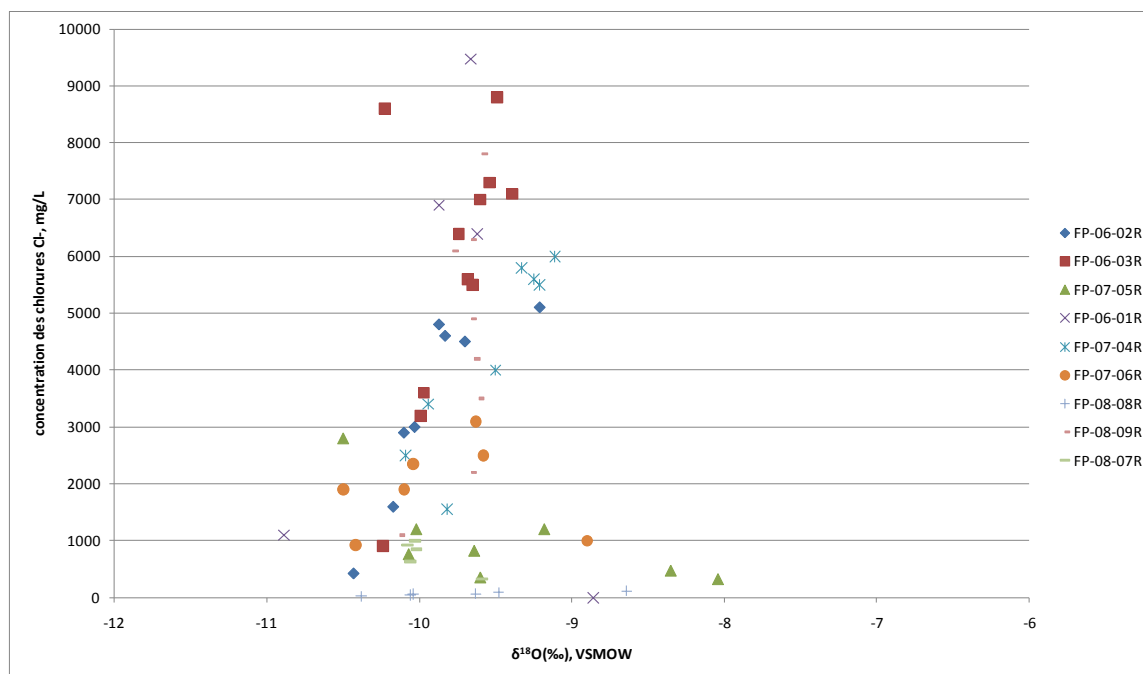


Figure 4.90: Concentration des chlorures Cl⁻ versus $\delta^{18}\text{O}$

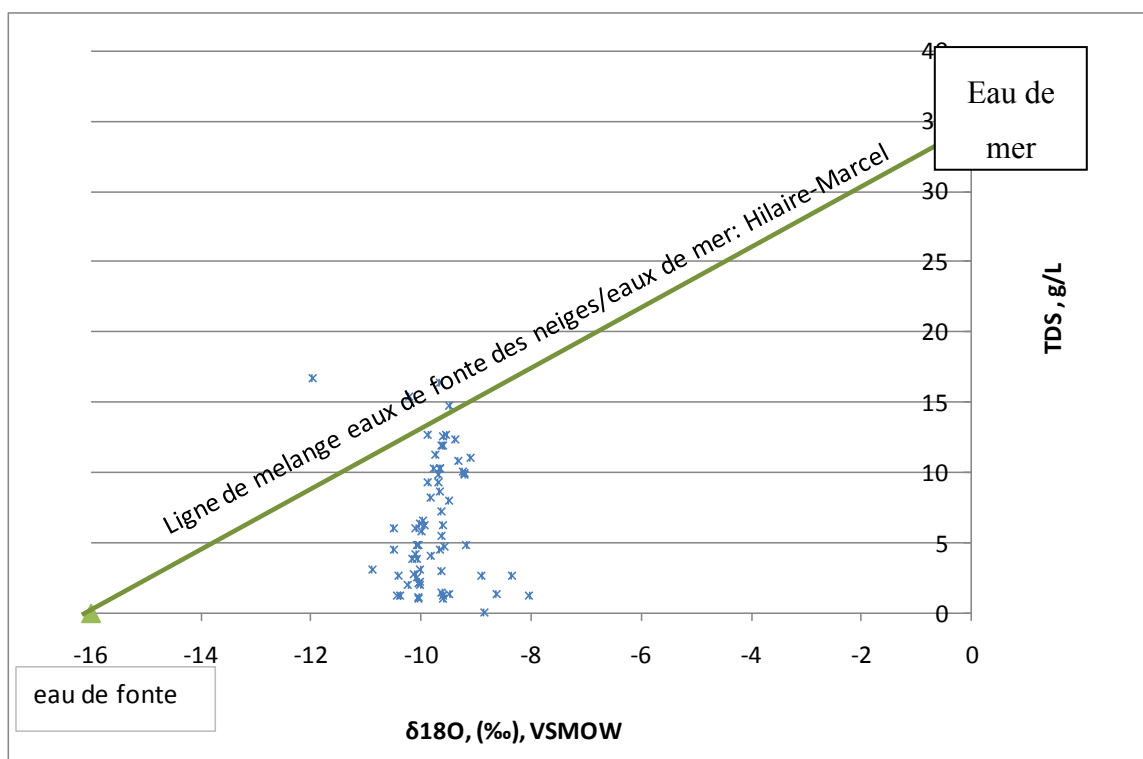


Figure 4.91: Positionnement des échantillons d'eau par rapport à la ligne de partage de Hilaire-Marcel (1988)

4.13 Datation de l'eau souterraine au ^{14}C

La méthode dite “indirecte” de datation des eaux souterraines avec les isotopes ^{18}O et ^2H utilisée précédemment ne permet pas d'estimer l'âge de l'eau. Il fallait donc avoir recours à une méthode “directe” pour arriver à nos fins. La méthode la plus citée et recommandée dans la littérature consultée est la méthode de datation avec le ^{14}C . Cette méthode est un outil très souvent utilisé dans la datation des eaux fossiles et les eaux dites anciennes (Clark et Fritz, 1997).

Le principal problème rencontré avec cette méthode est de déterminer l'activité initiale A_0 pour corriger l'âge des eaux. On a vu dans la revue de littérature les différentes méthodes proposées dont la majorité sont présentées dans le livre de Clark et Fritz (1997). Ces méthodes ont plusieurs points faibles et nécessitent plusieurs analyses chimiques et l'utilisation de modèles géochimiques approximatifs. Rappelons que l'âge de l'eau souterraine est obtenu de la manière suivante:

$$t = - \frac{\ln\left(\frac{A}{A_0}\right)}{\lambda} \quad (1.111)$$

Où A est l'activité mesurée de l'échantillon (PMC), A_0 l'activité initiale du ^{14}C (PMC), t est l'âge de l'eau en années et λ est la constante de désintégration du ^{14}C (ou constante de Libby, $1,21 \cdot 10^{-4} \text{ a}^{-1}$).

Desaulniers et Cherry (1989) ont proposé une méthode afin de déterminer la valeur de l'activité initiale A_0 . Cette approche a été appliquée dans le cas d'argiles Champlain dans la région de Varennes. Le but étant d'estimer l'activité initiale du ^{14}C du carbone inorganique dissous (CID) original dans l'argile. Les auteurs supposent qu'au départ, l'eau présente dans l'argile est un mélange de 33% d'eau de mer et de 67% d'eau douce. Le carbone inorganique dissous (CID) initial dans la mer Champlain était de 2,4 mmol et l'activité du ^{14}C dans l'eau de mer du Pléistocène est évaluée à 93 PMC d'après Broecker et Peng (1982). Dans la région de Montréal, la concentration du CID dans l'eau de surface (rivières) est d'environ 1,5 mmol. L'activité du ^{14}C de ces rivières qui ont alimenté la mer Champlain a avoisiné 100 PMC alors que la concentration du CO_2 biogénique produit durant la sulfatoréduction est d'environ 27 mmol avec une activité d'environ 100 PMC au moment où les dépôts d'argile se sont formés. Selon Stumm et Morgan (1979), les deux tiers du CID produit par sulfatoréduction proviennent de la matière organique et

l'autre tiers de la dissolution de carbonates dans les minéraux dont l'activité approchait 0 PMC. A partir de toutes ces données, on estime l'activité initiale dans l'eau interstitielle de la manière suivante:

$$A_{ei} = \{0,33(A_{em} C_{em}) + 0,67(A_{ed} C_{ed}) + 0,67(A_b C_b) + 0,33(A_c C_c)\} / C_{ei} \quad (1.112)$$

En injectant toutes ces valeurs dans l'équation ci-dessus (1.112), on obtient une activité initiale A_0 de 70 PMC. Avec cette valeur, on peut maintenant corriger les âges de l'eau. Les tableaux 4.9, 4.10 et 4.11 ci-dessous présentent les résultats obtenus.

Notons que les analyses de carbone 14 ont été réalisées sur des volumes de 60 mL à 70 mL d'eau interstitielle. Les échantillons ont été analysés par la méthode *AMS* (Accelerometer Mass Spectrometry) dans les trois laboratoires suivants: Le laboratoire *IsoTrace de l'Université de Toronto*, le *Center of applied isotope studies* (CAIS) de l'Université de Georgie et le laboratoire *Beta Analytics (Floride)*.

Le principe de l'analyse AMS est le suivant: dès réception de l'échantillon d'eau par le laboratoire, le carbone inorganique dissout est précipité en tant que carbonate de strontium SrCO_3 en utilisant 1.2 g de chlorures de strontium SrCl_2 par litre d'eau. Ce dernier est rincé et asséché. Le précipité est alors acidifié en utilisant 0.5N H_3PO_4 alors que du gaz CO_2 est collecté. Le gaz collecté est mélangé avec de l'hydrogène dans un catalyseur de cobalt et est chauffé à 600 °C réduisant le carbone en graphite. Enfin, ce graphite est placé dans le spectromètre AMS pour déduire son âge.

Tableau 4.9: Résultats des analyses de carbone 14 (Sites 01, 02 et 03).

								Age corrigé	
Forage	Prof., m	Elevation (m)	δ13C, ‰	14C age, BP	±	pmc	±	A ₀ =70 pMC	A ₀ =95 pMC
FP-06-01R	5,43	14,51	-14,9	9070	30	32,34	0,28	6382	8906
	7,41	12,52	-14,2	5230	20	52,15	0,16	2433	4957
	10,95	8,99	-14	5160	30	52,57	0,17	2367	4890
	13,07	6,87	-12,1	5310	20	51,6	0,16	2520	5044
	15,00	4,94	-15,7	3390	20	65,57	0,19	540	3064
	16,30	3,63	-11,8	2970	20	69,06	0,21	112	2636
	20,04	-0,11	-14,9	1360	30	84,42	0,28	-1548	976
	32,00	-12,07	29,75	26260	100	3,78	0,05	24122	26646
	32,00	-12,07	29,3	29590	70	2,51	0,02	27506	30030
FP-06-02R	3,81	18,11	- 14,78	5020	30	53,51	0,24	2220	4744
	9,91	12,01	- 13,12	8510	40	34,67	0,17	5807	8331
	16,01	5,92	-9,37	10150	40	28,25	0,14	7499	10023
	19,39	2,53	-6,75	7790	40	37,9	0,18	5071	7594
	21,68	0,24	-7,88	10380	50	27,45	0,16	7737	10260
	22,40	-0,48	-8,28	8730	40	33,71	0,16	6039	8563
	23,96	-2,04	-7,47	9180	40	31,87	0,17	6503	9027
	34,13	-12,21	38,45	36350	160	1,07	0,02	34552	37076
	34,13	-12,21	36,2	41200	140	0,59	0,01	39472	41996
FP-06-03R	3,78	16,87	- 15,08	7550	50	39,09	0,23	4815	7339
	8,36	12,29	-8,5	7870	50	37,54	0,22	5149	7673
	11,38	9,27	-5,28	10200	50	28,09	0,17	7546	10070
	14,43	6,22	-0,79	10710	50	26,35	0,16	8075	10598
	18,63	2,02	-2,52	8370	40	35,24	0,2	5672	8196
	21,68	-1,03	-1,24	7800	40	37,84	0,2	5084	7608
	25,00	-4,35	26,33	24060	90	4,98	0,06	21844	24367
	25,00	-4,35	24,6	24090	50	4,98	0,03	21844	24367

Tableau 4.10: Résultats des analyses de carbone 14 (Sites 04, 05 et 06)

Forage	Prof., m	Elevation (m)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	14C age, BP	\pm	pmc	\pm	Age corrigé	
								A ₀ =70 pMC	A ₀ =95 pMC
FP-07-04R	2,93	8,84	-6,7	8480	40	34,81	0,18	5773	8297
	3,36	8,42	-9,9	7280	40	40,39	0,2	4545	7069
	4,76	7,02	-5,1	6060	40	47,02	0,23	3289	5812
	5,88	5,89	-6,2	6640	40	43,77	0,2	3881	6404
	9,63	2,14	1,1	7150	30	41,06	0,18	4409	6933
	9,94	1,84	1,4	9210	30	31,77	0,14	6529	9053
	10,65	1,12	-2,6	5970	30	47,54	0,2	3198	5722
	12,31	-0,54	3,4	10700	40	26,38	0,12	8065	10589
	13,06	-1,29	2,7	9920	30	29,07	0,13	7263	9787
	20,16	-8,39	-18,1	20070	50	8,22	0,06	17702	20226
	20,16	-8,39	4,2	14880	70			15490	
FP-07-05R	4,75	8,68	-13,7	1400	30	83,98	0,28	-1505	1019
	5,35	8,07	-7,3	5030	30	53,45	0,19	2229	4753
	7,25	6,17	-22,1	1240	30	85,69	0,27	-1671	852
	9,32	4,11	-26,7	640	30	92,35	0,29	-2290	234
	10,10	3,32	-15,3	1490	30	83,1	0,27	-1418	1106
	13,05	0,37	-9,9	3660	30	63,36	0,24	824	3347
	13,94	-0,52	-3,2	7300	30	40,28	0,14	4567	7091
	19,86	-6,44	3,4	14490	30	16,46	0,07	11963	14487
FP-07-06R	2,47	8,49	-10,3	5610	30	49,75	0,19	2822	5346
	4,78	6,18	-15	2270	30	75,4	0,25	-614	1910
	5,82	5,14	-14,5	5170	30	52,52	0,21	2374	4898
	6,41	4,55	-11,6	170	30	47,11	0,18	3273	5797
	7,44	3,52	-16,8	3620					
	7,83	3,12	-7,8	10180	30	28,17	0,12	7523	10046
	7,83	3,12	-12,6	3810	30	62,26	0,22	968	3492
	8,41	2,55	-11,8	5440	30	50,79	0,19	2651	5175
	8,72	2,23	-13,6	4730					
	11,12	-0,17	-7,9	6650	30	43,69	0,18	3896	6419
	12,38	-1,43	-12,2	6830	30	42,74	0,19	4077	6601
	14,63	-3,68	4,3	10650	30	26,55	0,16	8012	10536
	24,43	-13,48	36,5	25540	60	4,15	0,03	23350	25874
	24,43	-13,48	12,7	12250	60			13170	

Tableau 4.11: Résultats des analyses de carbone 14 (Sites 07, 08 et 09)

Forage	Prof., m	Elevation (m)	14C					Age corrigé	
			$\delta^{13}C$, ‰	age, BP	±	pmc	±	A ₀ =70 pMC	A ₀ =95 pMC
FP-08-07R	3,21	7,70	-12,8	5460	50	51,66		2511	5034
	4,81	6,10	-9,9	6460	50	45,78		3510	6034
	5,76	5,15	-13,3	5320	50	52,54		2371	4894
	6,36	4,55	-12,6	6600	50	45,01		3650	6174
	7,26	3,65	-9,1	6590	50	45,06		3640	6164
	8,6	2,31	-7,2	5570	50	50,98		2621	5144
	16,65	-5,74	11,7	13240	60	20,16		10288	12812
FP-08-08R	2,58	10,13	4460	4460	40	58,30		1511	4035
	4,07	8,64	4570	4570	40	57,53		1621	4145
	5,06	7,65	3930	3930	40	62,16		981	3505
	5,62	7,09	2510	2510	40	73,81		-438	2085
	6,44	6,27	4300	4300	40	59,44		1351	3875
	7,06	5,65	4600	4600	40	57,33		1651	4175
	16,27	-3,56	5,4	12740	60	21,42		9788	12312
FP-08-09R	2,56	12,77	-15,5	1480	50	83,61		-1468	1056
	5,56	9,77	-10,8	859	50	90,13		-2089	435
	7,36	7,97	-8,2	9910	50	30,16		6959	9483
	8,92	6,41	-6,5	9890	50	30,23		6939	9463
	14,64	0,69	-5,2	10720	60	27,34		7769	10293
	17,28	-1,95	-4,1	8220	50	37,00		5270	7794
	28,85	-13,52	4,2	14780		16,73		11828	14352

En analysant les résultats obtenus, on constate que la méthode de correction suggérée par Desaulniers et Cherry (1989) n'est pas valable dans notre cas. En effet, en utilisant A₀=70 pMC, on obtient des âges corrigés très bas, voir négatifs dans certains cas, ce qui confirme que cette valeur de A₀ n'est pas appropriée pour ces argiles Champlain. Le choix de A₀=95 pMC donne des résultats plus cohérents.

En travaillant sur les âges apparents non corrigés (figure 4.92), on se rend compte que les eaux dans le roc sont très anciennes: l'âge de ces dernières varie entre 13000 ans et 36000 ans. On

constate aussi que les eaux dans le roc sur les sites 01, 02 et 03 (entre 24000 ans et 36000 ans) sont plus anciennes que sur les autres sites (entre 12000 ans et 20000 ans). Cela peut être dû à la proximité de la rivière. Plus on s'approche de cette dernière, moins la couche d'argile est épaisse et plus l'eau dans le roc sera diluée par l'infiltration des eaux météoriques provenant de la surface. Cela sera vérifié par la suite avec la modélisation numérique.

Dans l'argile, il n'y a pas une tendance claire qui se dégage. Dans les forages 01 et 05, on constate que les âges diminuent avec la profondeur. Pour les autres forages, on constate que l'âge des eaux fluctue autour de valeurs moyennes en fonction de la profondeur. L'eau interstitielle dans la couche a plus ou moins le même âge avec une tendance à voir l'âge de l'eau décroître en se dirigeant vers le Sud et la rivière des Mille-Îles.

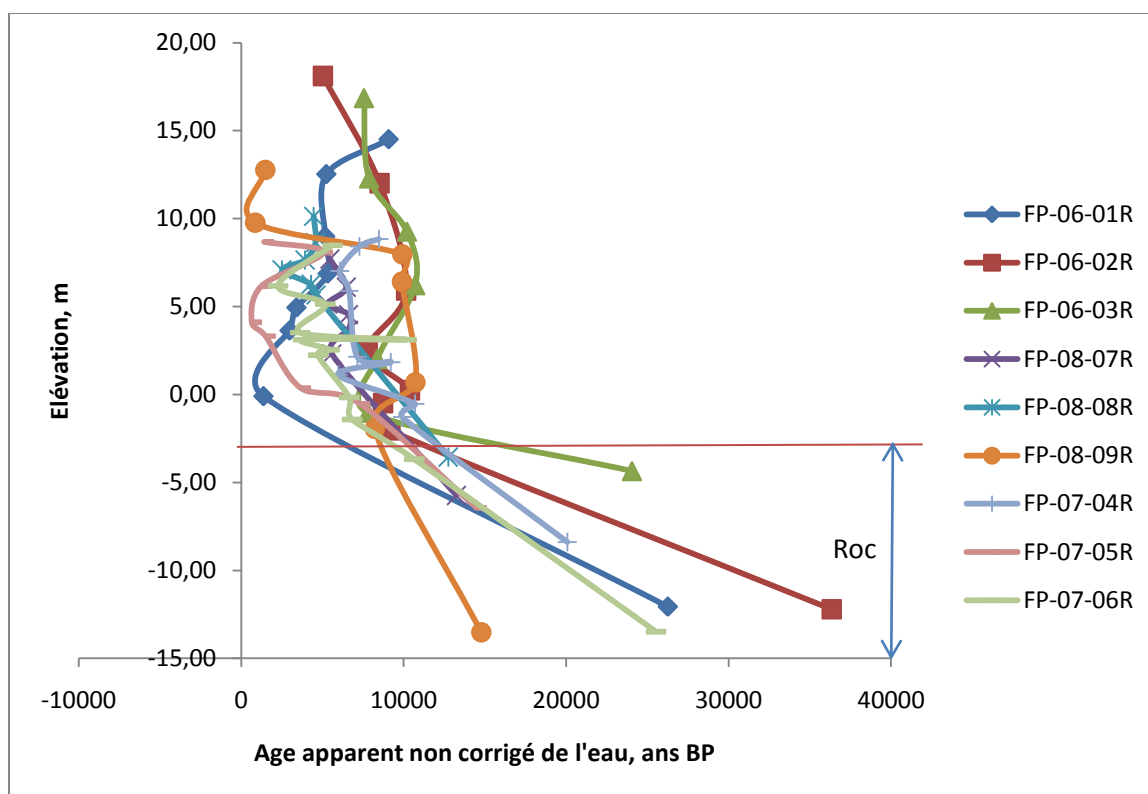


Figure 4.92: Âge apparent non corrigé de l'eau souterraine en fonction de l'élévation

Une autre information utile pour analyser les âges de l'eau souterraine est la teneur en carbone inorganique dissous en fonction de la profondeur. Sachant que la datation au carbone 14 se fait à partir du carbone inorganique, on a jugé utile d'effectuer quelques analyses pour suivre l'évolution de la teneur en CID par rapport à la profondeur. On constate d'après le tableau 4.12

que le CID augmente avec la profondeur dans les forages 02R et 05R, décroît dans les forages 01R et 06R et croît puis décroît dans le forage 04R. Notons que le peu d'analyses effectuées sur le CID est essentiellement dû au manque d'eau interstitielle pour effectuer l'analyse.

Tableau 4.12: Carbone inorganique dissous en fonction de la profondeur

Forage	Prof. (m)	CID (mg/L)
FP-06-01R	7,41	150
	16,30	120
FP-06-02R	6,86	23
	11,43	80
	14,48	190
	29,00	260
FP-07-04R	2,93	140
	3,36	170
	5,88	200
	12,31	130
	20,16	205
FP-07-05R	5,35	99
	13,94	190
FP-07-06R	4,78	200
	8,41	170

L'explication partielle de ce phénomène a été donnée par Reginensi (2009). Il a été constaté, lors d'essais de lessivage au laboratoire d'une argile Champlain semblable à celle étudiée, une production importante de HCO_3^- . Plus on lessive les argiles, plus on constate une apparition de bicarbonates.

L'âge des eaux souterraines serait donc faussée par la production biotique de bicarbonates. Les bicarbonates pourraient provenir aussi de la sulfatoréduction selon l'équation:



Afin de le vérifier, il faudrait que des essais supplémentaires soient réalisés par des biochimistes sur ces eaux interstitielles et ces argiles. Il faudrait d'une part calculer le potentiel redox afin de vérifier si le milieu est propice à la sulfatoréduction et/ou de vérifier s'il y a des méthanogènes. Si cela est avéré, ce serait un bon signe d'activité bactérienne.

Cette problématique a été traitée d'une manière approfondie par Chapelle (1993). L'activité microbienne dans une strate imperméable et notamment dans une couche d'argile, quoique moins importante que dans une strate perméable, peut avoir d'importants impacts sur la chimie de l'eau interstitielle de l'argile, sur l'eau dans le roc et dans le système d'écoulement intermédiaire.

La première étude fut réalisée par Mac Mahon et Chapelle (1991). Elle a montré la présence d'importantes concentrations d'acides organiques dans les aquitards et aquifères sous-jacents. En effet, la concentration en formates et acétates peut être 70 fois plus importante dans un aquitard que dans un aquifère dans le sable. Aussi, il a été constaté une plus forte production de H_2 dans les aquitards. Les acétates, formates et H_2 étant des éléments importants dans la chaîne alimentaire anaérobie. Les auteurs ont utilisé du glucose avec du ^{14}C comme traceur (une substance fermentable) pour vérifier et observer l'accumulation d'acides organiques dans les aquitards et aquifères sous-jacents. Il a été constaté que la plupart du ^{14}C s'accumule en tant que formates et acétates au lieu de s'oxyder en CO_2 ce qui fut le cas dans les aquifères de sable.

Dans les sédiments anaérobiques, l'oxydation complète de substrats fermentables requiert l'action symbiotique de bactéries fermentatives et anaérobies. Ces bactéries oxydent partiellement le substrat et produisent du H_2 et de l'acide organique. Ces composés sont ensuite utilisés par les bactéries aérobies. L'accumulation des acides organiques indique que la fermentation se produit plus rapidement que la respiration dans les aquitards d'argile.

Enfin, Mac Mahon et Chapelle (1991) ont remarqué que les différences de concentration en acides carboniques entre l'aquifère et l'aquitard crée un mouvement diffusif net d'acides organiques en direction de l'aquifère ce qui fournit une source constante de substrat organique pour les bactéries aérobies dans l'aquifère.

Une étude microbienne et géochimique devrait donc être réalisée afin de clarifier l'origine des bicarbonates et de lever le mystère sur la nature des activités microbiennes qui pourraient avoir lieu dans le système argile/eau souterraine. Pour cela, il faudrait une approche biochimique et microbiologique: en effet, il faudrait utiliser d'autres méthodologies d'échantillonnage d'argile et non utiliser, comme nous l'avons fait, des techniques d'échantillonnage géotechnique, et prendre des précautions pendant toutes les étapes du traitement des argiles (manipulation, conservation,...) et de l'eau (extraction, analyses,...) afin d'éviter toute contamination. Aussi, il

faudrait explorer l'effet que pourrait avoir la présence de méthane (CH_4) dans le sous-sol de la zone étudiée.

4.14 Charges hydrauliques et carte piézométrique

Une autre étape dans le projet consiste à réaliser une carte piézométrique de la région et déterminer le sens d'écoulement des eaux souterraines dans la zone d'étude. Pour cela, on utilise le réseau de piézomètres dans le till installés par BFI ainsi que les 27 piézomètres (9 dans le roc et 18 dans l'argile) installés dans le cadre de ce projet.

Relever les charges hydrauliques dans la couche d'argile s'est avéré être un exercice difficile. La technique utilisée est de placer un obturateur dans le piézomètre avec un capteur de pressions en dessous (figure 4.93) et revenir après une période de 4 à 6 mois, à cause du long temps de réaction (time lag). Les niveaux d'eau sont censés être stabilisés après cette période surtout que dans l'argile, il faut tenir compte d'un important ``Time Lag`` ou temps de réponse vu sa faible conductivité hydraulique.

Le principal problème rencontré est que les obturateurs se dégonflaient après une période qui varie entre deux semaines dans certains piézomètres et deux mois dans d'autres. On ne pouvait donc pas savoir si les niveaux d'eau étaient déjà stabilisés ou pas au moment de la défaillance. Ce problème a été rencontré sur une majorité de sites et malgré les ajustements et réparations faites, le problème revenait sans cesse.

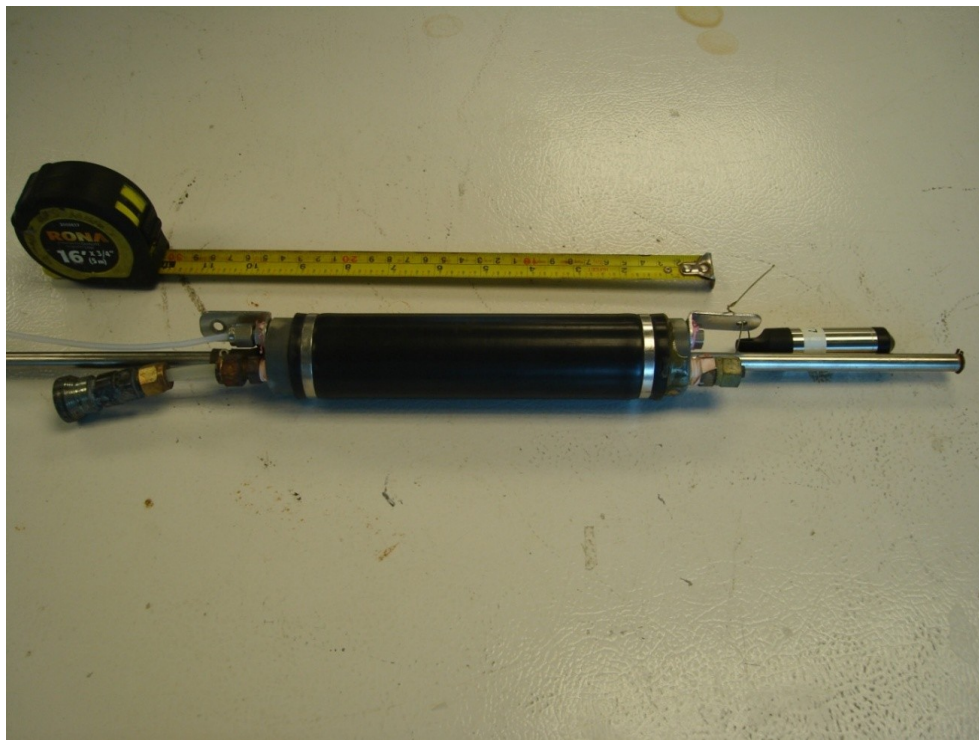


Figure 4.93: Obturateur et capteur de pression utilisés pour obtenir les niveaux d'eau dans les piézomètres

La solution à ce problème est de boucher définitivement le piézomètre avec un bouchon de bentonite en y laissant un capteur de pression et suivre ainsi la fluctuation des charges hydrauliques dans ces piézomètres ``condamnés``. Cette méthode est appliquée par les chercheurs de l'université de Waterloo et de l'université de Saskatoon et permet d'obtenir les résultats escomptés. Malheureusement, on n'a pas pu faire cela dans notre cas car condamner les piézomètres empêcherait de conduire les essais de perméabilité et d'échantillonner l'eau souterraine. Toutefois, on présentera les résultats obtenus avec les obturateurs. L'obturation des piézomètres ne sera faite que vers la fin du projet.

Comme on le constate dans la figure 4.94 ci-dessous, le niveau d'eau dans le roc ne fluctue que de quelques centimètres autour de la valeur 19,9 m durant les 4500 hr pendant lesquelles le niveau d'eau a été suivi. Dans l'argile, on remarque que lors de l'installation des obturateurs à $t=0$ hr, le niveau d'eau baisse dans le piézomètre: il passe de 19,70 m à 19,10 m dans le piézomètre FP-06-03AH et se stabilise autour de cette dernière valeur après 2000 hr de l'installation de l'obturateur.

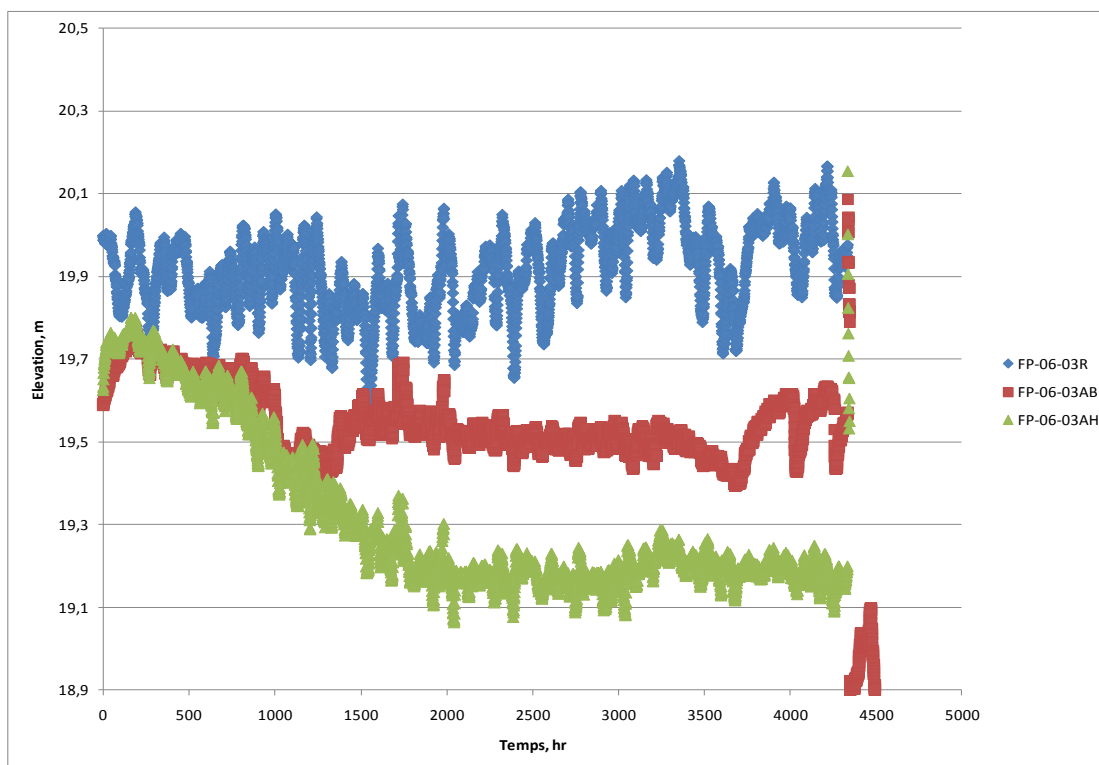


Figure 4.94: Exemple des données obtenues avec le capteur de pression lors de l'utilisation des obturateurs

Une autre information importante est le niveau de la rivière des Mille-Îles. Cette dernière constitue le point de décharge des eaux souterraines et la connaissance de sa charge hydraulique et de ses fluctuations est primordiale pour la modélisation numérique. Les données concernant la rivière sont disponibles sur le site web du Centre d'Expertise Hydrique du Québec qui est sous la tutelle du ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs. Les données obtenues et présentés dans la figure 4.95 ci-dessous ont été relevées à la station Terrebonne sur la rivière des Mille-Îles. On constate que sur la période de 1982 à 2007, le niveau d'eau a fluctué entre 13.7m et 14.1m alors que depuis le 1^{er} Janvier 2009, le niveau d'eau maximal (14,2 m) a été observé pendant la période de fonte des neiges (Mars à Mai) alors que le minimum (13.8 m) a été atteint en Août/Septembre. Ces données sont importantes car elles donnent une idée sur l'ampleur des fluctuations saisonnières du niveau de la rivière. Par contre, le niveau de la rivière des Mille-Îles doit être relevé dans la zone d'étude et non dans une station se situant au barrage des Moulins.

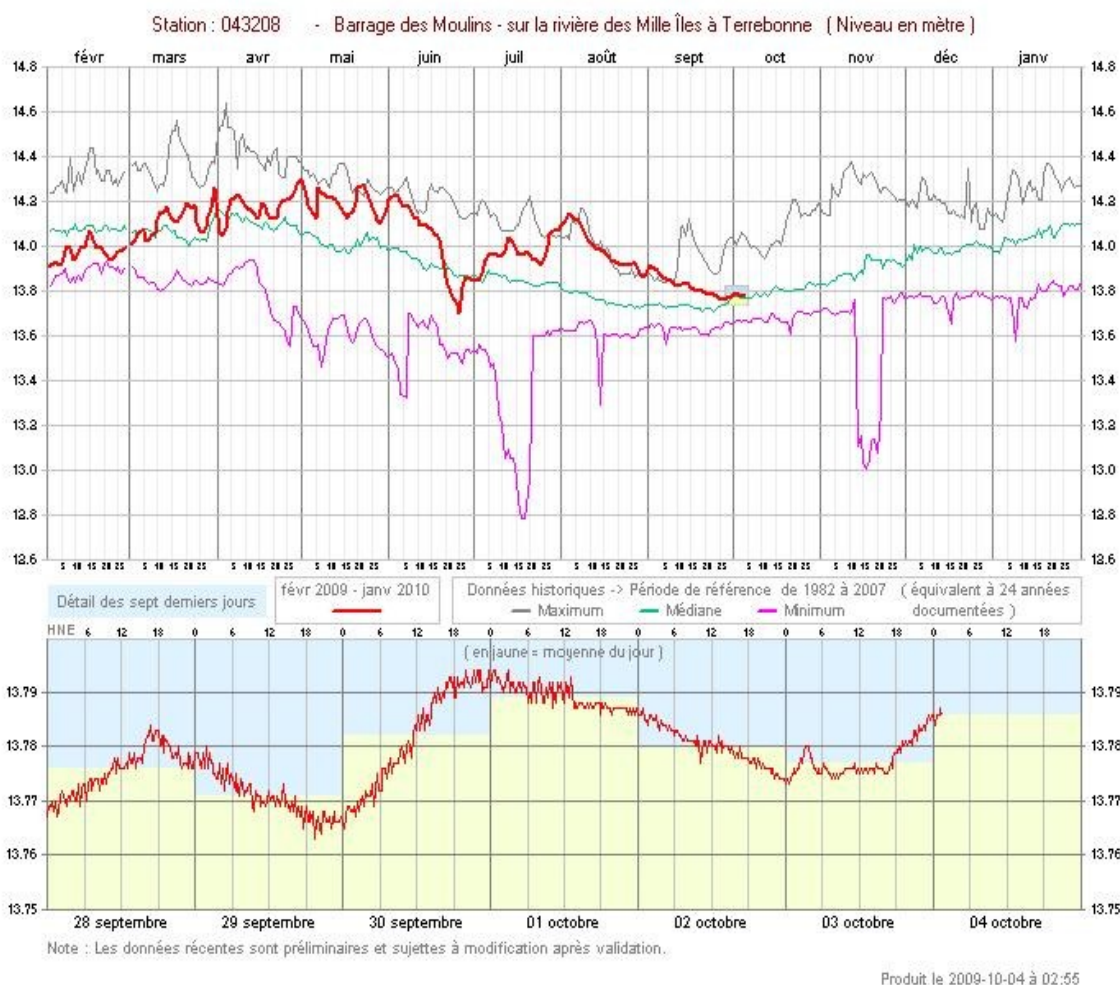


Figure 4.95: Niveau de la rivière des Mille-Îles dans la station 043208 à Terrebonne

(source: <http://www.cehq.gouv.qc.ca/suivihydro/graphique.asp?NoStation=043208>)

Des relevés de niveaux d'eau ont donc été effectués en Octobre 2009 dans la rivière des Mille-Îles au niveau du piézomètre FP-07-06R (au Sud de la zone d'étude) et dans le ruisseau à proximité du piézomètre FP-08-09R (à l'ouest). Les niveaux d'eau relevés dans les deux sites sont respectivement 5,20m et 10,1m.

Les niveaux d'eau dans le till proviennent du rapport de GSI Environnement (2003). Des relevés d'eau ont été réalisés sur 10 piézomètres installés dans le till. Le tableau 4.13 ci-dessous présente les conductivités hydrauliques ainsi que les élévations de la nappe dans le till durant les périodes Février et Juin 2001.

Tableau 4.13: Élévations de la nappe et conductivités hydrauliques dans le till

Forage	k (cm/s)	El. Haut protecteur (m)	Fevrier 2001		Juin 2001	
			Niveau d'eau (m)	El. Nappe (m)	Niveau d'eau (m)	El. Nappe (m)
F00-1		17,99	1,4	16,59		
F00-2	1,30E-06	19,86	10,08	9,78	3,4	16,46
F00-3		20,04	2,65	17,39		
F00-4	3,30E-05	21,36	9,36	12	4,75	16,61
F00-5	2,70E-05	20,81	2,59	18,22	2,28	18,53
F00-6	1,20E-05	19,4	1,61	17,79	1,62	17,78
F00-7	2,20E-05	18,78	1,52	17,26	1,56	17,22
F00-8	2,10E-05	20,21	3,61	16,6		
F00-9	2,40E-05	19,99	1,7	18,29	1,92	18,07
F00-10	3,40E-05	22,8	3,92	18,88	3,9	18,9

On constate que les fluctuations saisonnières du niveau de la nappe sont assez importantes (plusieurs mètres) dans certains forages (F00-2 et F00-4), par contre, dans tous les autres piézomètres, la fluctuation est de l'ordre de quelques centimètres.

Selon le même rapport, l'écoulement est orienté vers le Sud et le Sud-Est durant toute l'année c'est-à-dire vers la rivière des Mille-Îles. Le gradient moyen vertical est de 0.08 dans le till et la vitesse d'écoulement de l'eau est de 0.28 m/an environ.

Un suivi des fluctuations du niveau de la nappe dans le till provenant de l'historique de la compagnie BFI est présenté dans le tableau 4.14 ci-dessous. Y apparaissent aussi, les niveaux d'eau dans les piézomètres dans le roc ainsi que dans de la rivière des Mille-Îles.

Tableau 4.14: Suivi du niveau de la nappe dans le till et dans le roc

Puits d'observation	Coordonnées		h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)	h (m)
	Nord	Est	Dec 09	Oct. 09	Aout 09	Mai 09	Oct. 08	Aout 08	Mai 08	Nov 07	Aout 07	Mai 07	Nov. 06	Mai 06
F-92-3	5068155,930	302376,141	18,85	18,74	18,65	18,69	18,79	18,54	16,20	16,09	16,04	16,00	16,31	16,39
F-92-6	5065616,578	302093,817		14,93	15,00	14,90	14,87	14,82	15,66	15,50	15,40	15,49	15,63	15,87
F-93-1	5065703,637	301419,623		14,94	15,10	15,04	15,16	15,25	13,43	13,49	13,18	13,40	13,57	13,49
F-93-2	5065282,683	301430,312		14,04	14,12	13,97	14,19	14,14	14,93	15,00	14,69	14,82	14,86	14,95
F-96-1	5066593,424	301464,047	15,89	15,85	16,00	16,06	15,88	15,96	15,37	15,39	15,20	15,31	15,37	15,29
F-96-2	5066158,910	301438,782		15,14	15,27	15,30	15,51	15,65	14,70	14,63	14,67	14,70	14,63	14,90
F-96-3	5065279,635	301772,692		13,48	13,48	13,46	13,33	13,35	18,76	18,34	18,28	18,33	18,12	18,44
F-96-4	5065673,287	302360,729	14,94	14,84	14,95	14,81	14,97	14,91	14,84	14,85	14,88	14,85	14,86	14,90
F-96-5	5066366,942	302571,694	15,47	15,33	15,39	15,40	15,33	15,37	15,25	15,07	15,10	15,12	15,30	15,27
F-96-7	5065517,041	301841,798		14,67	14,75	14,72	14,42	14,70	14,22	14,21	14,14	14,18	14,14	14,21
F-00-2	5067896,403	301497,529	16,57	16,24	16,28	16,14	15,88	15,71	16,21	15,99	16,31	16,27	16,40	16,27
F-00-4	5067903,472	301910,406		16,53	16,58	16,49	16,06	14,83	16,57	16,72	16,62	15,95	16,59	16,42
F-00-5	5066928,897	301974,956		19,62	19,67	19,69	19,71	19,51	19,51	19,98	19,69	19,96	19,50	19,78
F-00-7	5067836,308	302050,651							17,52	17,48	17,30	17,34	17,45	17,42
F-00-9	5067837,721	302316,995							18,42	19,44	19,28	19,25	19,26	17,62
F-00-10	5067076,595	302603,282		21,48	21,50	21,57	21,21	19,99	21,10	20,88	20,70	20,64	20,38	20,32
F-00-11	5067369,979	302674,154		21,51	21,56	21,52	21,43	21,13	20,95	20,73	20,62	20,48	20,28	20,22
F-00-13	5068046,097	302663,712	20,59	20,42	20,44	20,35	20,20	20,23	20,20	19,96	19,86	19,79	19,84	21,15
F-04-1	5065302,130	301596,569		14,05	14,11	13,99	14,17	14,09	14,09	14,03	14,05	13,88	14,12	14,17
F-04-2	5067011,753	302322,882	21,84	21,85	21,88	21,88	22,03	21,76	21,45	21,24	20,96	20,84	20,41	20,11
F-04-3	5067313,445	301868,503	18,60	18,55	18,64	18,62	18,16	17,86	18,36	18,07	17,98	17,86	17,57	15,49
F-04-4	5066900,331	301865,473		19,98	19,98	19,98	19,98	19,98	19,98	19,84	19,80	19,98	19,50	19,33
F-04-5	5067753,378	302060,457							17,32	17,26	17,16	17,18	17,25	17,25

On constate que sur la période allant de Mai 2006 à Décembre 2009, le niveau de la nappe fluctue peu (quelques centimètres) dans certains piézomètres (F00-4, F00-5, F08-2,...) alors que dans d'autres piézomètres et notamment dans le F92-3, F92-6 et F93-1, la fluctuations dépasse les 2 m. On peut expliquer ce phénomène de la manière suivante: Le site de BFI est un site d'enfouissement de déchets, donc, tout au long de l'année, il y a des travaux d'excavation de cellules ou de remplissage de ces dernières. Ces opérations perturbent le réseau d'écoulement des eaux souterraines. Ainsi, lors de l'excavation, l'écoulement local est dirigé vers la cellule alors qu'au fur et à mesure que le remplissage des cellule est effectué, le poids des déchets exerce une contrainte sur l'argile, ce qui entraîne un tassement progressif de l'argile sous la cellule et une expulsion de l'eau, d'où une augmentation des niveaux d'eau dans les piézomètres voisins aux cellules. Donc en fonction de la localisation des piézomètres par rapport aux cellules d'enfouissement, on observe des fluctuations: plus on est proche, plus les fluctuations seront importantes.

Dans nos forages au roc, les différents relevés d'eau effectués sur une période de 3 ans permettent de retrouver des niveaux d'eau assez rapprochés. Un écart maximal de 7% est constaté lors de la compilation de toutes ces données. Dans le tableau 4.15 ci-dessous, on résume les propriétés de chaque forage dans le roc ainsi que les charges obtenues.

On constate que les charges hydrauliques dans le roc avoisinent 20 m au Nord du site de BFI. Plus on se dirige vers le Sud et donc vers la rivière des Mille-Îles, plus on constate une diminution des valeurs de la charge. Aussi, il y a une tendance à la baisse lorsqu'on se dirige vers l'Ouest et la rivière des Prairies. Au site 5, la charge hydraulique semble influencée par un petit lac qui se situe à environ 10 m du piézomètre.

Tableau 4.15: Propriétés des forages dans le roc et charges hydrauliques

Forage	El. au sol (m)	El. PVC (m)	El. Protec. (m)	Prof. crépine /sol (m)	El. Crépine (m)	El. Nappe (m)
FP-06-01R	19,93	20,84	20,98	32,00	-12,07	18,14
FP-06-02R	21,92	22,81	22,73	36,55	-14,63	21,41
FP-06-03R	20,65	21,45	21,52	28,57	-7,92	20,43
FP-07-04R	11,77	12,70	12,78	20,22	-8,45	11,88
FP-07-05R	13,42	14,32	14,45	19,91	-6,49	9,75
FP-07-06R	10,95	10,80	10,90	24,43	-13,48	8,48
FP-08-07R	10,91		10,77	19,66	-8,75	8,43
FP-08-08R	12,71		12,64	19,28	-6,57	9,41
FP-08-09R	15,56		15,58	25,85	-10,29	11,92



Figure 4.96: Charges hydrauliques dans le roc dans les 9 sites

Dans l'argile, deux piézomètres sont installés dans chacun des 9 sites en haut et en bas de la couche à l'exception du site 8 où on n'a installé qu'un seul piézomètre au centre de la couche

d'argile. Le second a été installé dans de la moraine. Le tableau 4.16 ci-dessous donne un aperçu des résultats obtenus.

Tableau 4.16: Propriétés des piézomètres dans l'argile, niveaux statiques et gradients

Forage	El. au sol (m)	El. Haut PVC (m)	El. Protecteur (m)	Prof. crépine /sol (m)	El. Centre Crépine (m)	El. Nappe (m)	Gradient
FP-06-01AH	20,23	21,09	21,22	9,72	11,50	18,13	
FP-06-01AB	19,86	20,77	20,86	14,67	6,19	18,00	0,024
FP-06-02AH	21,90	22,98	23,11	8,88	14,23	20,80	
FP-06-02AB	21,87	22,53	22,71	15,31	7,40	20,65	0,023
FP-06-03AH	20,82	21,83	21,90	7,96	13,94	19,63	
FP-06-03AB	20,78	21,53	21,65	15,31	6,34	19,59	0,005
FP-07-04AH	11,77	12,72	12,75	4,69	8,06	11,39	
FP-07-04AB	11,76	12,72	12,75	9,18	3,57	11,64	-0,056
FP-07-05AH	13,81	14,80	14,87	8,27	6,60	11,54	
FP-07-05AB	13,59	14,49	14,57	11,32	3,25	10,83	0,212
FP-07-06AH	10,82	10,80	10,72	4,97	5,75	8,10	
FP-07-06AB	11,11	11,07	11,00	9,56	1,44	7,73	0,086
FP-08-07AH	10,91	10,81	10,87	3,47	7,40	9,07	
FP-08-07AB	10,91	10,65	10,69	6,74	3,95	8,95	0,035
FP-08-08AC	12,71		12,49	3,82	8,67	11,53	
FP-08-09AH	15,46	15,42	15,46	5,58	9,88	13,32	
FP-08-09AB	15,53	15,47	15,54	11,69	3,85	12,92	0,066

On a aussi estimé, à partir des niveaux statiques observés et des élévations des centres des crépines, les gradients hydrauliques verticaux dans l'argile sur chacun des sites. On remarque aussi que l'écoulement se fait du haut en bas dans tous les sites sauf dans le site 4. Dans le site, cela est visible à l'œil car il y a un écoulement ascendant permanent dans le tuyau du piézomètre installé dans le roc. Notons que les niveaux statiques ne sont pas forcément des niveaux piézométriques à cause du temps de retard dans les argiles.

Dans le site 02, un piézomètre est placé dans la couche de sable superficielle. Ayant la charge hydraulique au niveau du sable et connaissant la charge au roc, on peut donc évaluer le gradient hydraulique moyen dans la couche d'argile. La charge hydraulique dans le sable étant 20,97 m, on trouve un gradient hydraulique moyen $i_{\text{site2}}=0,023$. Cette valeur est identique à celle trouvée en utilisant les niveaux statiques des piézomètres du haut et du bas dans l'argile. Cela n'a pu être réalisé qu'au niveau du site 3 où la présence d'une couche superficielle de sable (1,5 m) a permis d'installer un piézomètre en surface.

Maintenant que nous disposons de toutes ces informations, c'est à dire les niveaux d'eau dans les piézomètres dans le roc et dans le till, les niveaux d'eau dans la rivière des Mille-Îles et dans le cours d'eau à l'Ouest du site d'étude, on peut réaliser la carte piézométrique de la zone d'étude.

On utilise pour cela le logiciel *GW Contour* de *Shlumberger Water Services*. Il suffit de rentrer les coordonnées des points et la charge hydraulique de chacun de ces derniers et le logiciel fait une interpolation pour tracer les lignes d'équipotentiels.

Dans la figure 4.97 ci-dessous, on constate qu'il y a une ligne de partage des eaux au niveau du site 4. Les eaux provenant du Nord et du Nord-Est du site jaillissent au niveau du site 04. C'est d'ailleurs au site 4 que l'écoulement est ascendant et permanent. Dès qu'on dépasse l'autoroute 640 vers le Sud, les eaux souterraines s'écoulent en direction du Site vers la rivière des Mille-Îles. Aussi, on remarque que les eaux qui proviennent du Nord-Ouest du site se dirigent vers le cours d'eau à l'Ouest et non vers le Sud comme précédemment.

La carte piézométrique du site permet non seulement de connaître la direction de l'écoulement souterrain mais constitue aussi un important support pour prendre des décisions quant à la modélisation de l'écoulement souterrain. La ligne de partage des eaux qui se situe environ au niveau de l'autoroute 640 permet de diviser le problème en deux parties: une partie qui s'étend du Nord du site à l'autoroute et une partie qui s'étend de l'autoroute à la rivière vers le Sud.

Il est à noter que le réseau des piézomètres utilisé pour faire la carte piézométrique est très dense à l'intérieur du site de BFI. Mais dès qu'on en sort, on retrouve des piézomètres aux extrémités de la zone d'étude c'est à dire dans un rayon de 3 à 4 km. Le logiciel fait donc des interpolations pour tracer les lignes d'écoulements. Il aurait été préférable d'avoir plus de piézomètres pour avoir une carte plus précise.

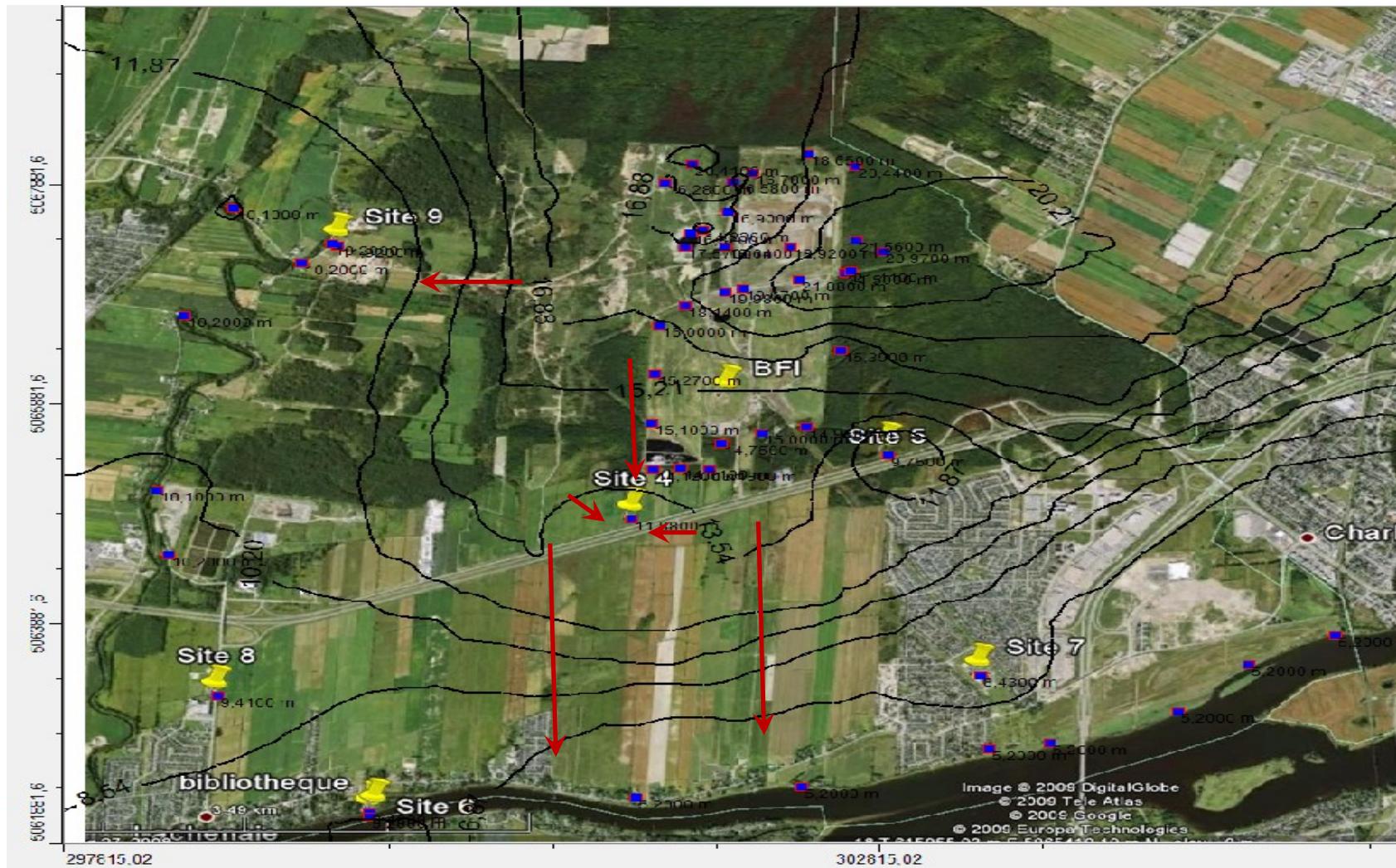


Figure 4.97: Carte piézométrique de la zone d'étude et sens d'écoulement

CHAPITRE 5 MODÉLISATION NUMÉRIQUE

5.1 Modélisation de l'écoulement de l'eau souterraine avec Seep/W

Le code numérique est une simulation mathématique de processus physiques réels. Seep/W est un modèle numérique qui peut simuler mathématiquement le processus physique réel d'écoulement d'eau à travers un milieu particulier.

À travers ce chapitre, on exposera toutes les étapes qui ont permis de construire le modèle sur Seep/W et on exposera par la suite les résultats de cette modélisation.

Comme expliqué précédemment, plusieurs étapes indispensables sont nécessaires pour modéliser un système d'écoulement en régime permanent: La création d'une géométrie de base, la génération d'un maillage en éléments finis, la définition du type de problème, la définition des conditions aux limites, la définition des paramètres d'écoulement, la définition des points d'observation, le lancement de la simulation, la visualisation des résultats et le calcul des flux et bilan hydrologiques.

5.1.1 Création d'une géométrie de base

La première étape de la modélisation de l'écoulement est la définition de la géométrie du problème. En effet, Seep/W étant un logiciel de modélisation en 2-D, il fallait donc choisir des lignes d'écoulement afin de pouvoir modéliser le problème en deux dimensions. La réalisation de la carte piézométrique (figure 4.97) a permis de faire cette sélection. Le choix s'est porté sur une ligne qui passe par les forages FP-06-02R, FP-06-01R, FP-07-04R et FP-07-06R et finit dans la rivière des Mille-Îles. Le choix de cette ligne a été fait de manière à inclure le maximum de forages et donc de données, tout en tenant compte du sens de l'écoulement qui est dirigé vers le sud et donc vers le forage FP-07-04R (zone de résurgence) en premier lieu et la rivière des Mille-Îles qui constitue un point de décharge dans un second lieu. L'étape suivante fut alors la détermination de la géométrie du problème. A partir des logs de forage et des données d'arpentage, il a été possible de dresser un profil stratigraphique tout au long du chemin d'écoulement. En effet, en connaissant l'élévation du terrain et des strates à chaque forage, on a

fait une interpolation linéaire entre les différents forages afin d'obtenir la géométrie du système à modéliser. On présente dans la figure 5.1 le profil réel obtenu.

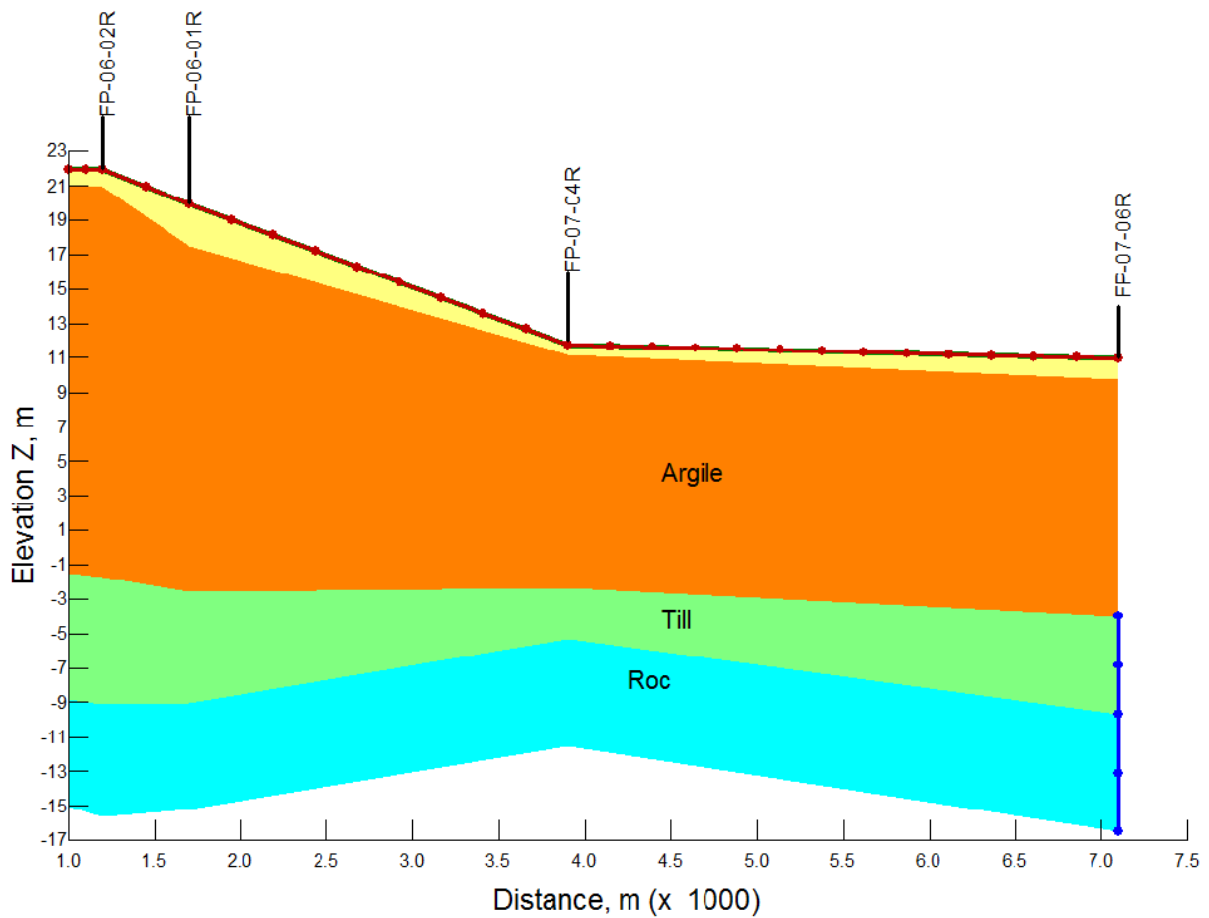


Figure 5.1: Géométrie réaliste tout au long de la ligne L1

Comme on constate dans la figure 5.1, il y a une importante dénivellation du terrain à cause de l'érosion qu'a connu la région depuis le dépôt de la couche d'argile. On passe d'une élévation de 21 m au forage FP-06-02R à une élévation de 5.20m à la rivière des Mille-Îles. Aussi, on a pu simplifier la géométrie et travailler avec le schéma exposé dans la figure 5.2. Des simulations ont permis de constater que les charges hydrauliques dans les différents points d'observation sont identiques entre les géométries réelle et simplifiée. (Figure 5.3)

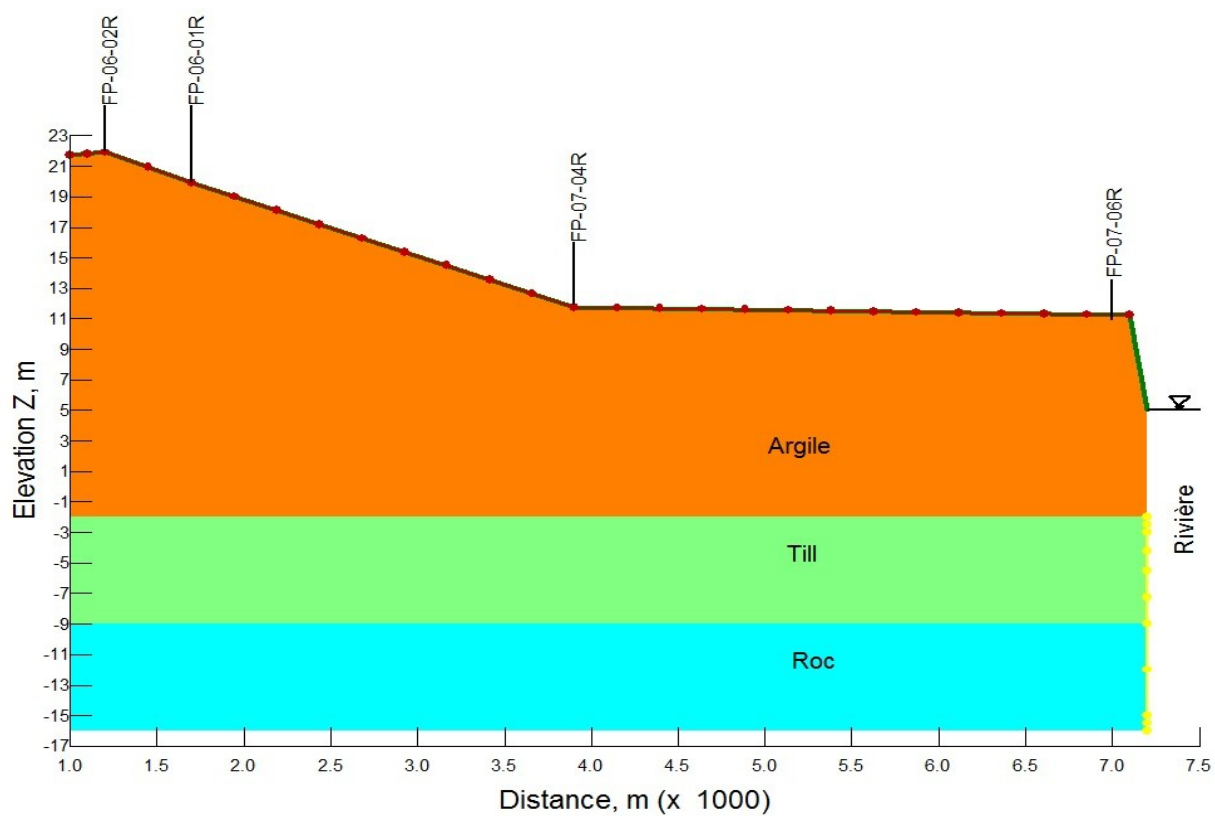


Figure 5.2: Géométrie simplifiée du problème

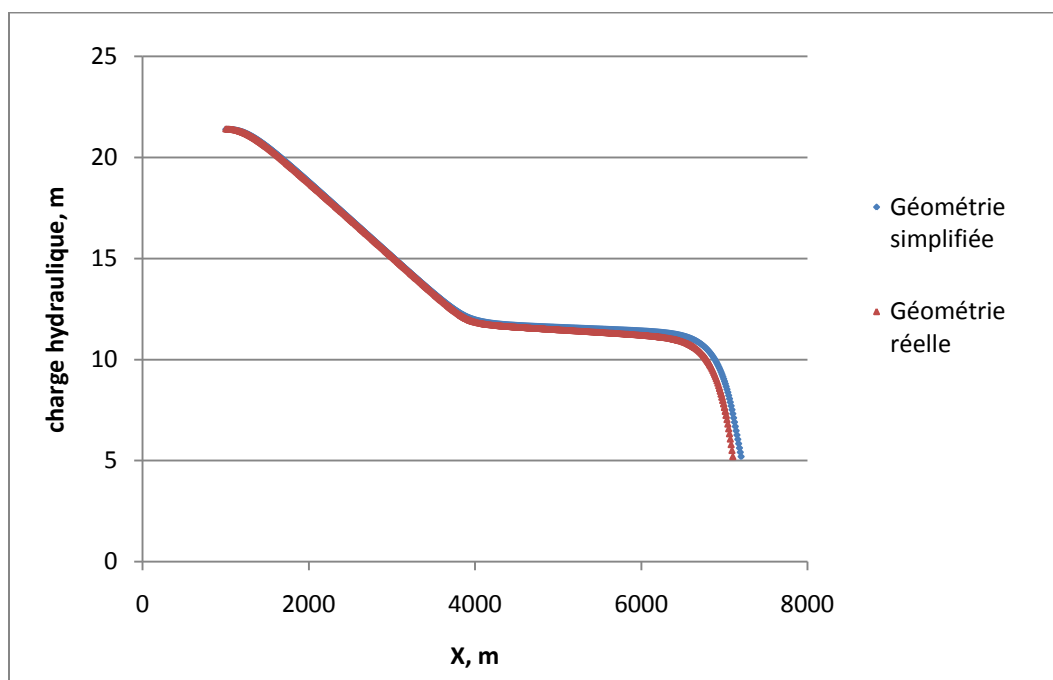


Figure 5.3: Charge hydraulique dans le roc pour les modèles réel et simplifié

Dans Seep /W, il a d'abord fallu ajuster la plage de travail en donnant son étendue et son échelle. On a travaillé dans une page 260 mm x 200 mm avec une échelle horizontale 1 :35000 et verticale 1 :350. Sur l'axe des abscisses figure la distance linéaire entre les forages, cet axe s'étend jusqu'à la rivière des Mille-Îles qui se situe à environ 6300 m du forage FP-06-02R (X=1200m). L'axe des y correspond aux élévations Z(m).

5.1.2 Propriétés des matériaux

Une fois la géométrie du problème définie, on doit déterminer les propriétés de la conductivité hydraulique des sols (argile, till et roc). Dans ce problème, les sols sont tous saturés et les conductivités hydrauliques ont été évaluées au laboratoire et in situ. Pour rappel, la conductivité hydraulique de l'argile est de 1.10^{-9} m/s, du till de 3.10^{-7} m/s alors que pour le roc, la conductivité hydraulique est évaluée à 1.10^{-7} m/s. Aussi, dans Seep/w, il faut déterminer la porosité de chacun des matériaux utilisés dans la modélisation. Ainsi, d'après les résultats des essais au laboratoire, on a des porosités de 0.6, 0.22 et 0.01 pour l'argile, le till et le roc.

5.1.3 Génération d'un maillage en éléments finis

Maintenant, que les régions ont été définies et les matériaux y ont été assignés, il faut générer un maillage. Dans la version de Seep/W 2007 que nous utilisons, le maillage est généré automatiquement, il suffit de définir la région, la dimension souhaitée de la grille et la géométrie de la maille souhaitée. Pour cette modélisation, on a choisi un maillage de 10m de largeur et de 1m de hauteur à l'exception des interfaces argile/till et till/roc où on a affiné le maillage en prenant une hauteur de 0.5m. Le maillage fin est nécessaire dans les zones où on envisage de forts changements de pression dû à un important contraste de perméabilité entre les strates.

5.1.4 Définition du type de problème

La modélisation de l'écoulement est faite en 2-D en régime permanent. En ce qui concerne les critères de convergence, on a utilisé la méthode du point de Gauss (Gauss point conductivity) avec un nombre maximal d'itérations de 500 et une tolérance de $1e-6$. Les équations d'écoulement sont résolues par la méthode dite directe parallèle (Parallel Direct Equation Solver).

5.1.5 Définition des conditions aux frontières

Pour ce problème, on a deux conditions aux frontières:

- On prend $h=z$ (charge piézométrique (pressure head) nulle) à la surface du sol (correspond à l'humidité maintenue par la couche de sable en surface)
- La charge hydraulique dans le till et le roc au point de décharge (rivière des Mille-Îles) est égale à 5.20m et correspond à l'élévation du niveau de la rivière.

5.1.6 Définition des points d'observation

Les points d'observation utilisés dans ce problème vont servir à faire le calage du modèle. En effet, ces points sont les 12 forages (4 dans le roc et 8 dans l'argile) ainsi que la rivière des Mille-Îles qui constitue un point de décharge.

5.1.7 La visualisation des résultats

Les résultats de la modélisation numérique de l'écoulement sont présentées dans les figures 5.4 et 5.5 ci-dessous. Notons que les résultats ne seront présentés que pour le modèle à géométrie simplifiée.

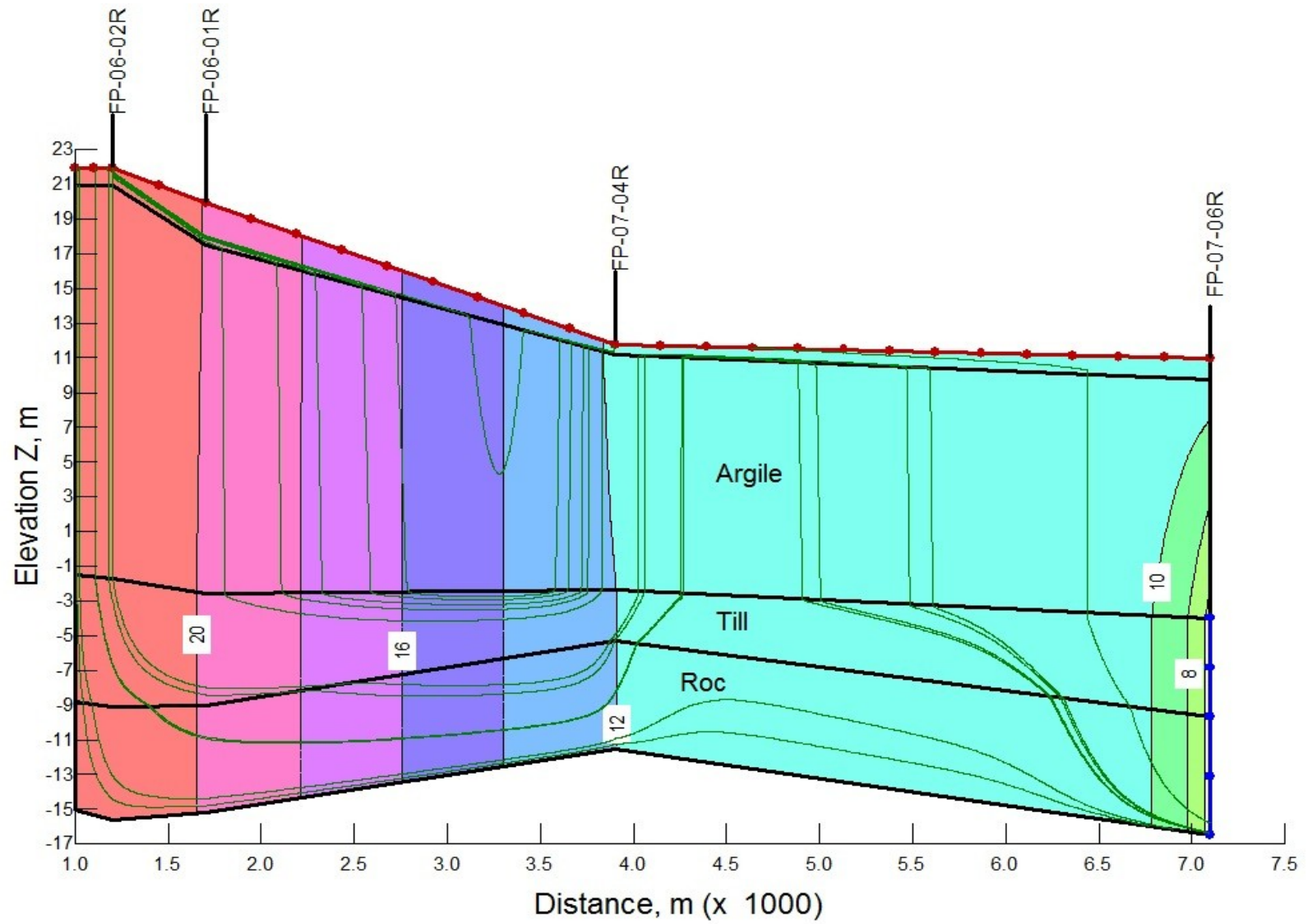


Figure 5.4: Lignes d'écoulement et équipotentiellles dans le modèle à géométrie réaliste

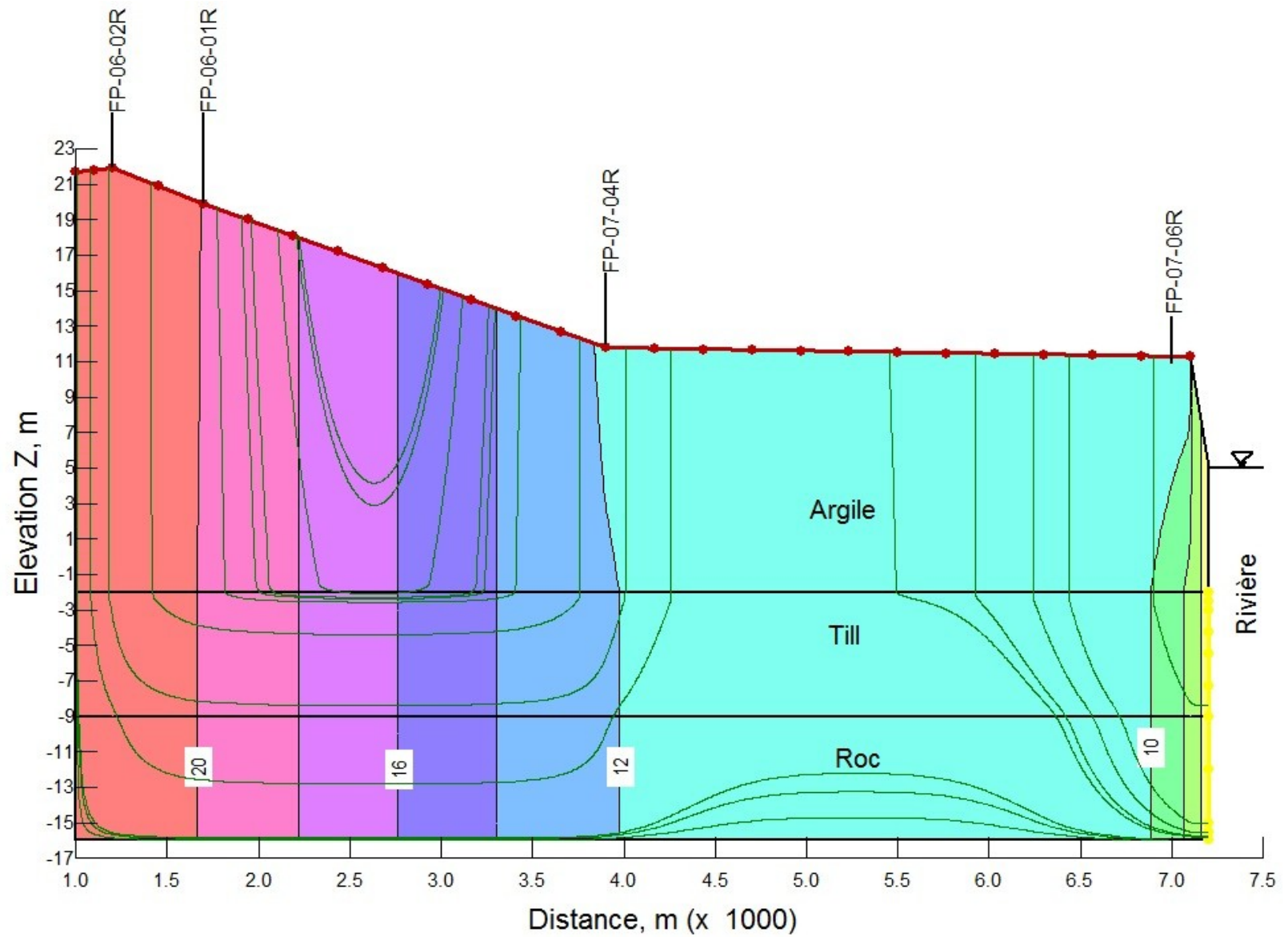


Figure 5.5: Équipotentiellles et lignes d'écoulement (modèle simplifié)

D'après les résultats obtenus avec le logiciel Seep/W, l'écoulement est vertical dans la couche d'argile et horizontal dans le till et le roc. On constate aussi la présence de trois régions avec des propriétés d'écoulement différentes:

- La zone I: Cette zone se situe en amont du forage FP-06-02R ($x=1200$ m) et s'étend sur 200 m environ. Toute goutte d'eau qui s'infiltré dans le sol à ce niveau s'infiltrera à travers l'argile, le till et le roc pour rejoindre le rivière des Mille- les.
- La zone II: Elle d limit e par les points $x=1300$ m et $x=4900$ m et inclut les forages FP-06-01R et FP-07-04R. Chaque goutte d'eau infiltr e via la surface finit par remonter au niveau du forage FP-07-04R qu'on peut définir comme étant une zone de résurgence. Cela va dans le sens des remarques faites sur le terrain et où il a été constaté que l'écoulement dans le forage FP-07-04R se fait du bas de la couche vers le haut car de l'eau jaillit en permanence de ce dernier.
- Enfin, la zone III couvre le territoire qui s'étend entre $x=5000$ m et la rivière des Mille- les($x=7100$ m) et où les eaux infiltrées par la surface finissent leur course dans la rivière.
- Deux lignes de partages des eaux sont observ es: une ligne qui se trouve vers le point $x=1250$ m et une deuxième ligne vers $x=5000$ m.

Une fois la modélisation numérique achev e, une comparaison des résultats obtenus avec cette dernière avec les résultats obtenus in situ s'impose. Cela permet de vérifier si le modèle est calé. La figure 5.6 montre l'évolution des charges hydrauliques dans le roc. Ces charges sont dans un premier lieu mesur es in situ et en second lieu calcul es avec Seep/w. On remarque qu'il y a un petit décalage entre ces deux valeurs mais comme on constate dans la figure 5.7, il existe une bonne corrélation linéaire entre les charges calcul es avec Seep/W et les charges obtenues sur le terrain. En effet, on constate que dans le roc, la pente de $h(\text{in situ})$ versus $h(\text{seep})$ est de 0.96 avec $R^2=0,98$ et pour l'argile, la pente est de 0.94 avec $R^2=0,99$.

Enfin, on a pu obtenir, grâce à Seep/W, les débits dans les différentes strates mod lis es. Ainsi, on trouve que la couche d'argile fournit environ $5.98 \cdot 10^{-8}$ m³/s/m   la couche de till alors que $4.47 \cdot 10^{-8}$ m³/s/m et $1.49 \cdot 10^{-8}$ m³/s/m s'écoulent à travers le till et le roc. Donc, pour le modèle actuel, des débits de 13371 m³/an, 9.84 m³/an et 3.29 m³/an sont calculés dans à travers l'argile, le

till et le roc. Notons que les quantités d'eau provenant de la couche d'argile ne sont pas toutes évacuées dans la rivière des Mille-Îles à travers le till et le roc mais remontent à la surface du sol.

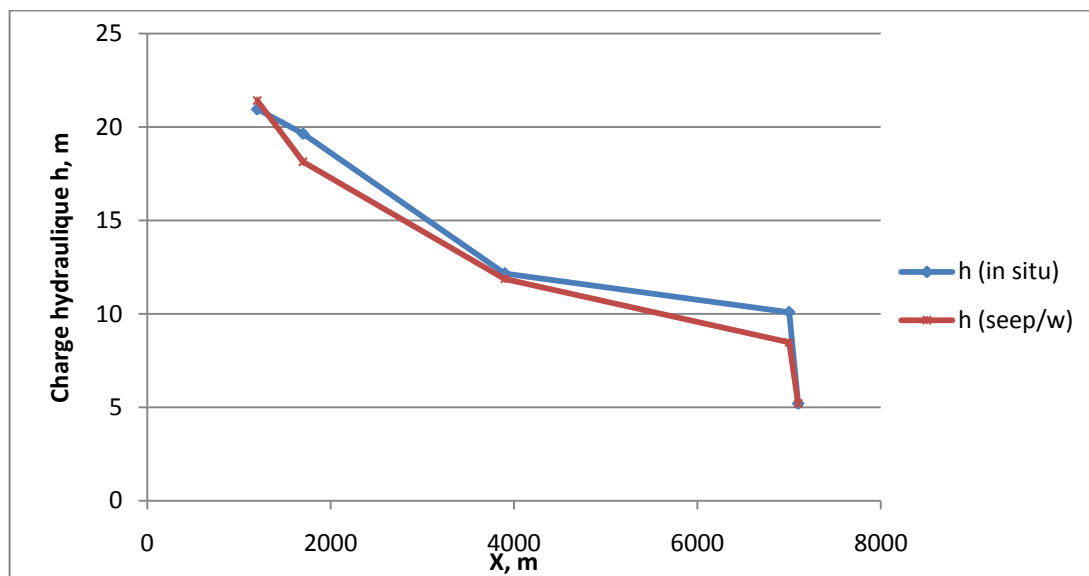


Figure 5.6: Évolution des charges hydrauliques in situ et celles obtenues avec Seep dans le roc en fonction de la distance

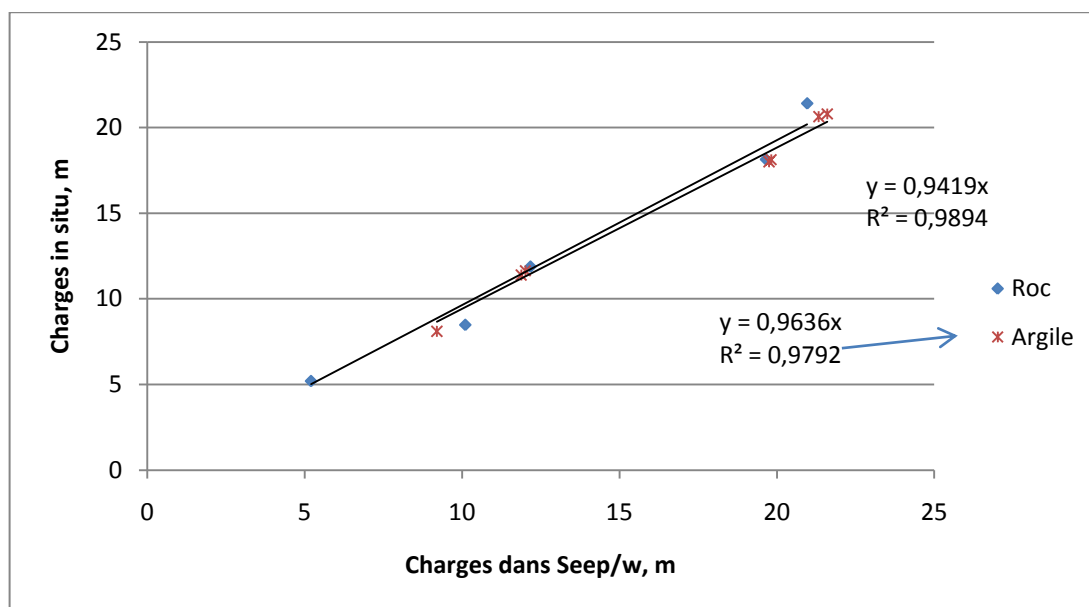


Figure 5.7: La charge hydraulique obtenue avec Seep versus la charge hydraulique mesurée in situ dans le roc et l'argile

On a aussi vérifié les répercussions des fluctuations saisonnières de la rivière des Mille-Îles sur les charges dans les piézomètres. Pour cela, on a fait varier, dans Seep/W, le niveau de la rivière

de 5,2 m à 4,5 m puis à 6 m. D'après la figure 5.8, on constate que l'influence n'est pas importante : on ne note un changement de niveau d'eau dans les piézomètres dans le roc qu'au niveau du forage FP-07-06R qui se situe à une centaine de mètres de la rivière. Toutefois, ce changement n'est pas important au point de le prendre en considération dans le problème.

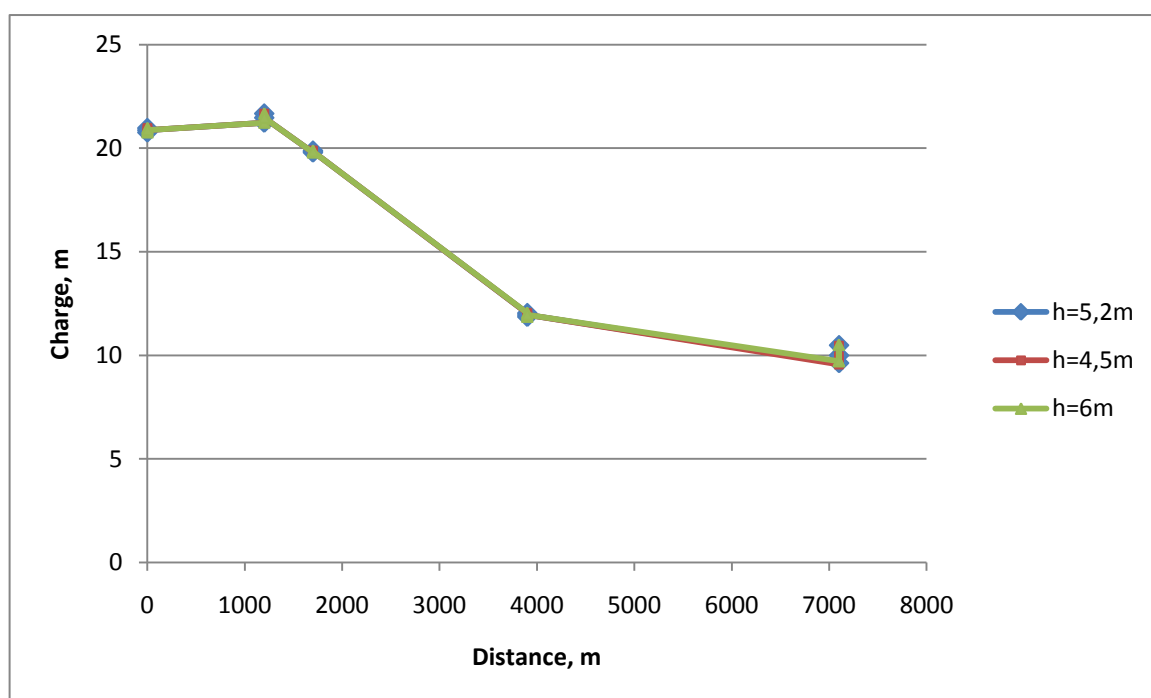


Figure 5.8: Évolution de la charge hydraulique dans le roc en fonction du niveau de la rivière des Mille-Îles

La vérification du calage du modèle sur Seep/W passe aussi par vérifier l'effet de la variation des valeurs de la conductivité hydraulique de l'argile, du till et du roc. En effet, on voudrait vérifier que si le modèle est calé pour les valeurs k_{argile} , k_{till} et k_{roc} , il le serait aussi pour les valeurs $\lambda k_{\text{argile}}$, λk_{till} et λk_{roc} ($0.3 \leq \lambda \leq 3$).

L'effet de la variation de la conductivité hydraulique dans les trois média par le même coefficient (0.3 ou 3) est présenté dans les figures 5.9 à 5.11 ci-dessous. Que ce soit dans le roc (figure 5.9) ou dans l'argile (figures 5.10 et 5.11), on constate que les charges hydrauliques ne sont pas perturbées par ces variations de conductivité hydraulique et on constate dans les trois cas présentés, la superposition des graphes des charges pour les trois valeurs de la conductivité k , $0.3k$ et $3k$.

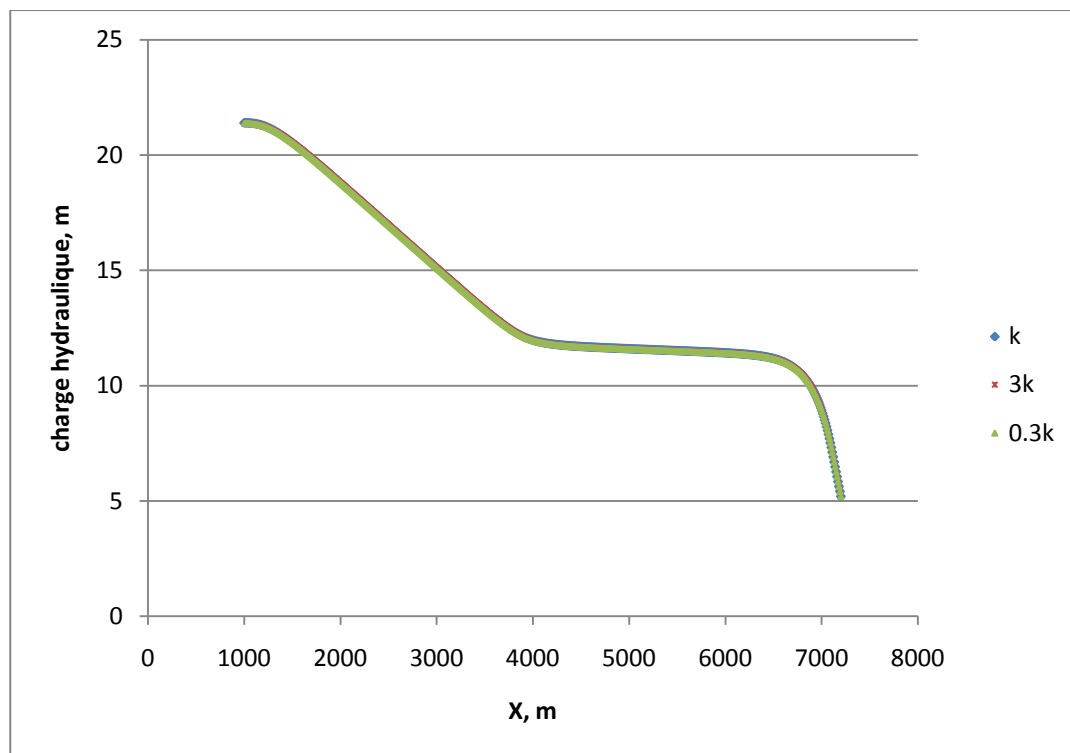


Figure 5.9: Évolution de la charge hydraulique dans le roc avec la variation de la conductivité hydraulique

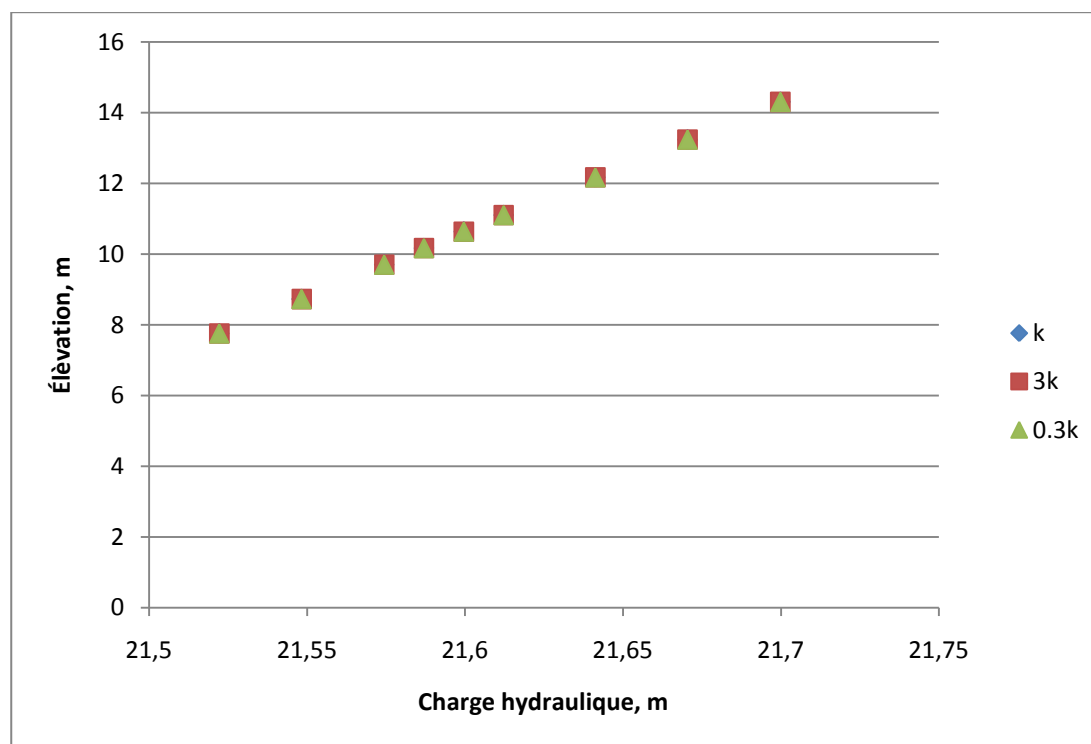


Figure 5.10: Charges hydrauliques dans l'argile en variant la conductivité hydraulique (site 2)

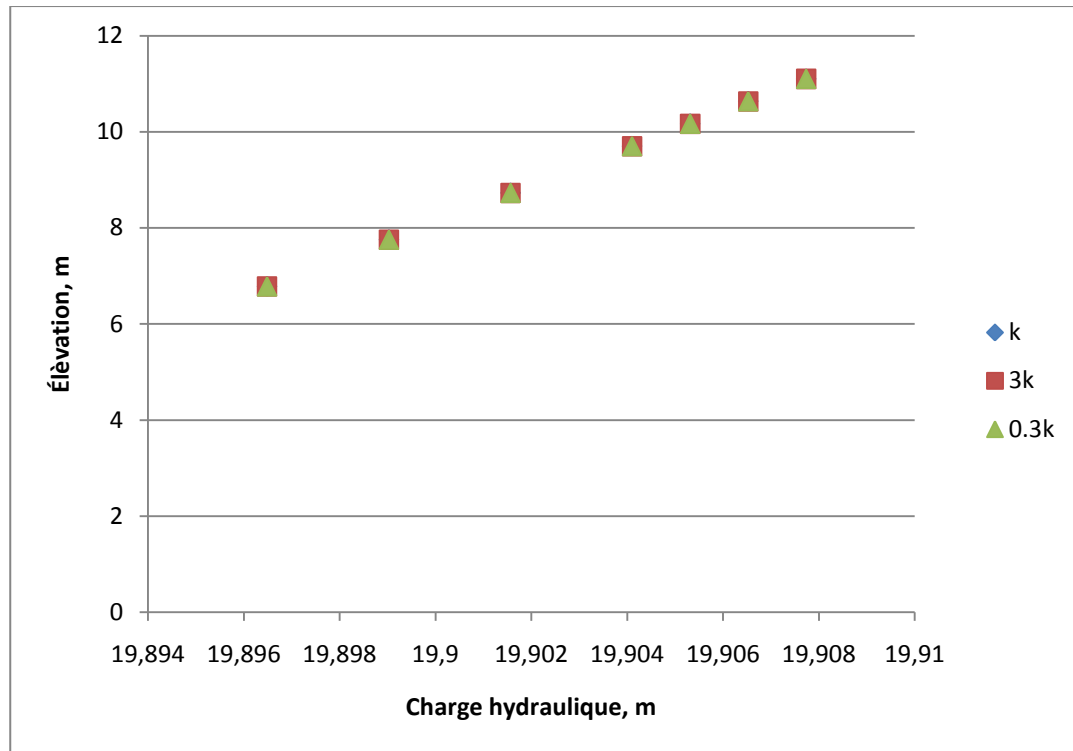


Figure 5.11: Charges hydrauliques dans l'argile en variant la conductivité hydraulique (site 1)

Une fois le calage du modèle validé, on utilise Seep/w pour comprendre les phénomènes hydrogéologiques présents dans la zone étudiée.

En ce qui concerne la charge hydraulique dans le roc, on observe (figure 5.12) que cette dernière diminue en trois temps et suit généralement le même comportement que la géométrie du problème. De $x=1000\text{m}$ à $x=4000\text{m}$, on a une importante perte de charge hydraulique dans le roc. Ensuite, la diminution est moins prononcée jusqu'à $x=6900\text{m}$ car le dénivellement du terrain n'est pas aussi important que précédemment. Enfin, la perte de charge à l'approche de la rivière devient important.

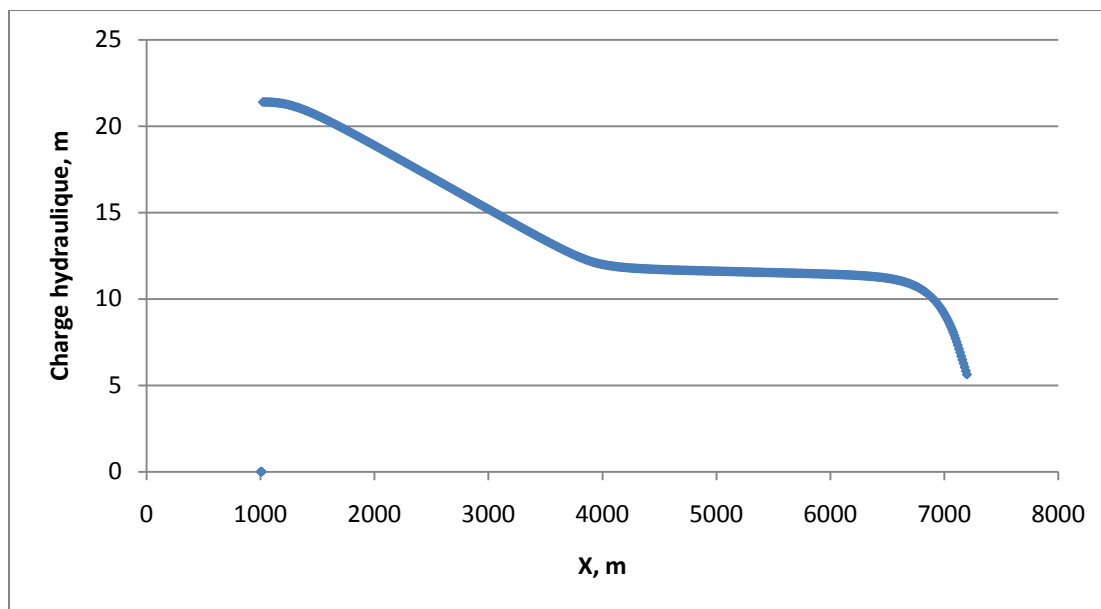


Figure 5.12: Évolution de la charge hydraulique dans le roc

Dans l'argile, d'après les résultats obtenus, on a pu tracer le graphe de la figure 5.13 et le tableau 5.1. On constate que les gradients hydrauliques ne sont pas très importants, ce qui laisse à présager que les vitesses d'écoulement de l'eau dans l'argile sont faibles. Pour les gradients, on constate que le plus grand gradient est constaté dans le site 6 à proximité de la rivière des Mille-Îles. Une autre observation est faite au niveau du site 4, on constate que le gradient y est négatif ce qui est normal compte tenu que l'écoulement est ascendant au niveau de cette zone.

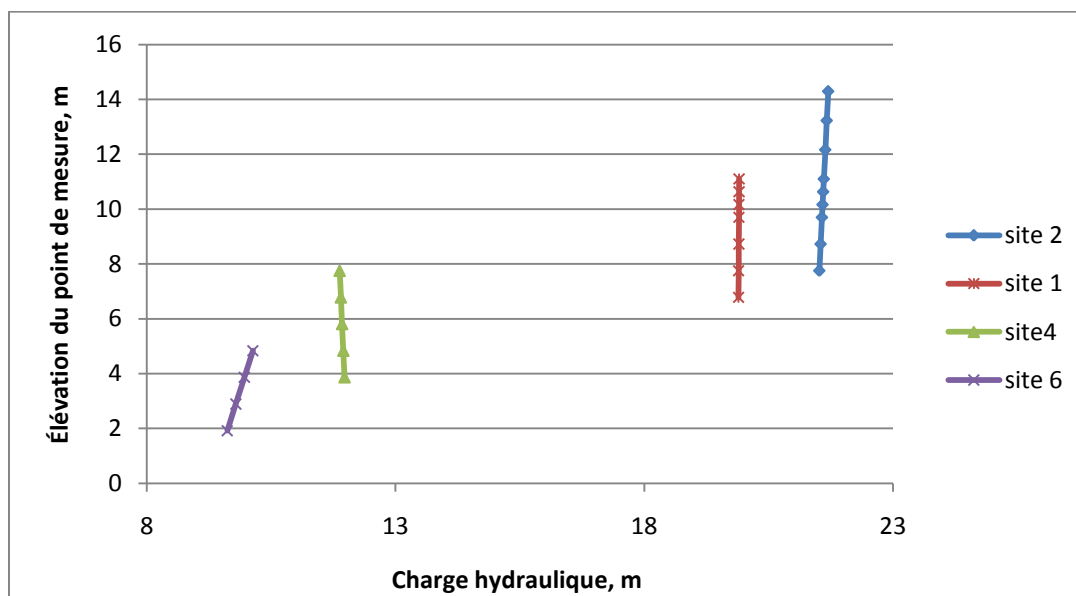
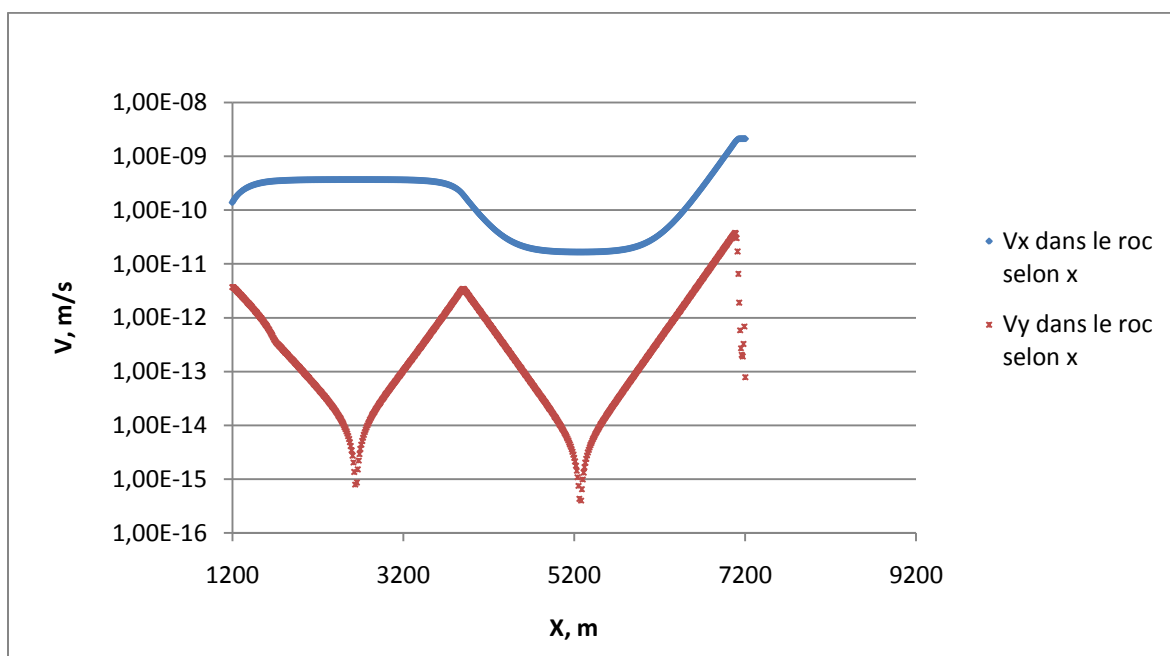


Figure 5.13: Charges hydrauliques dans l'argile en fonction de l'élévation dans chaque site

Tableau 5.1: Charges et gradients hydrauliques calculés dans l'argile

Forage	El. au sol (m)	El. PVC (m)	El. Protec. (m)	Prof. crépine /sol (m)	El. Crépine (m)	h (m)	Gradient i
FP-06-02R	21,92	22,81	22,73	36,55	-14,63	20,96	0,040
FP-06-02AH	21,90	22,98	23,11	8,88	14,23	21,6	
FP-06-02AB	21,87	22,53	22,71	15,31	7,40	21,33	
FP-06-01R	19,93	20,84	20,98	32,00	-12,07	19,65	0,013
FP-06-01AH	20,23	21,09	21,22	9,72	11,50	19,82	
FP-06-01AB	19,86	20,77	20,86	14,67	6,19	19,75	
FP-07-04R	11,77	12,70	12,78	20,22	-8,45	12,17	-0,029
FP-07-04AH	11,77	12,72	12,75	4,69	8,06	11,88	
FP-07-04AB	11,76	12,72	12,75	9,18	3,57	12,01	
FP-07-06R	10,95	10,80	10,90	24,43	-13,48	8,47	0,209
FP-07-06AH	10,82	10,80	10,72	4,97	5,75	10,1	
FP-07-06AB	11,11	11,07	11,00	9,56	1,44	9,2	

La composante verticale V_y de la vitesse d'écoulement de l'eau dans le roc est très faibles, voire négligeable (figure 5.14). Pour ce qui est de la composante V_x , on constate que la vitesse fluctue entre un ordre de grandeur de 10^{-11} m/s ($3,15 \cdot 10^{-4}$ m/an) comme minimum et 10^{-9} m/s ($3,15 \cdot 10^{-2}$ m/an) comme maximum. Cela est essentiellement dû aux variations de la charge hydraulique observées dans la figure 5.12.

Figure 5.14: Variation des composantes de la vitesse V_x et V_y dans le roc selon x

Dans l'argile, la composante verticale V_y est dominante alors que la composante horizontale V_x est négligeable. D'après la figure 5.16 ci-dessous, on constate que la vitesse d'écoulement dans l'argile est lente (10^{-13} m/s à 10^{-11} m/s ou $3,15 \cdot 10^{-6}$ m/an à $3,15 \cdot 10^{-4}$ m/an). Ces vitesses ont été calculées à trois endroits différents: à $x=1200$ m, on constate que les vitesses sont les plus élevées par rapport aux autres points d'observations. Aussi, on constate qu'au voisinage de la rivière ($x=6000$ m), la vitesse dans l'argile devient plus faible. Notons que dans la figure 5.16, l'élévation de la couche d'argile commence à $Y=-2$ m. En dessous de cette ligne, on a les couches de till et de roc.

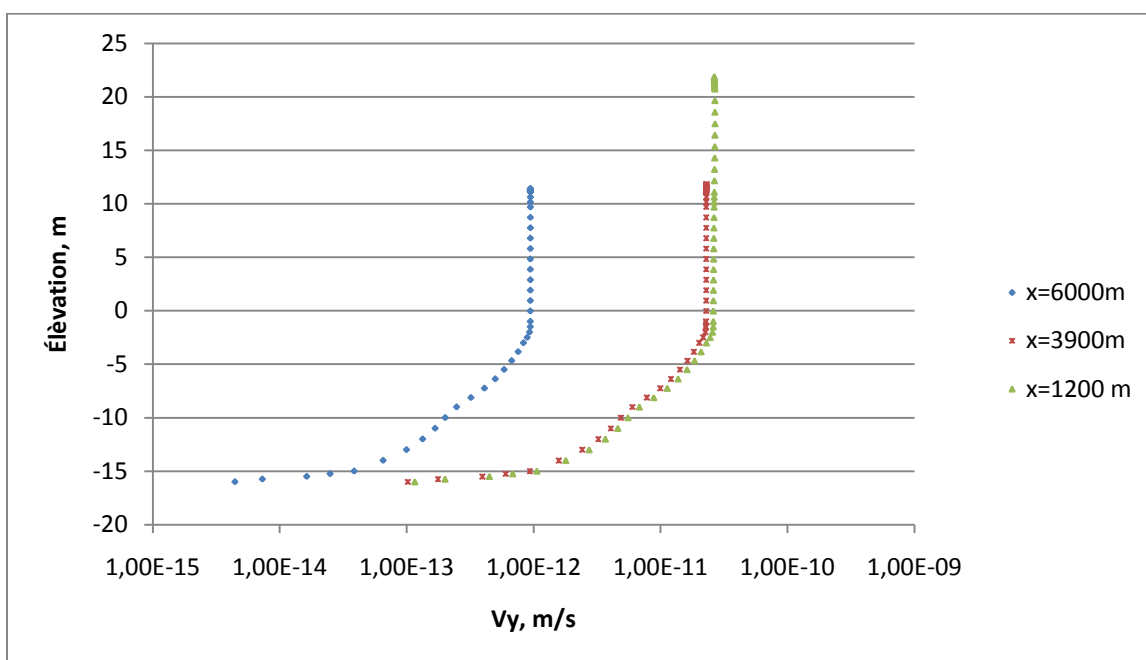


Figure 5.15: Variation de V_y dans l'argile, le till et le roc à $x=1200$ m, 3900 m et 6000 m

La modélisation de l'écoulement des eaux est basée sur la topographie actuelle du terrain. Cela permet de comprendre les phénomènes hydrogéologiques dans la zone d'étude. Mais, un des objectifs du projet est d'essayer de comprendre les mouvements des eaux et des ions dans les argiles Champlain depuis leur formation. C'est dans cette optique qu'on doit réaliser un travail supplémentaire qui consiste à refaire le même exercice de modélisation que précédemment, mais cette fois, en considérant une topographie plate du terrain, ce qu'on pense était le cas après le dépôt des argiles Champlain.

La modélisation est faite sur une distance de 2500 m et la surface de l'argile est à une élévation de 21 m (le point haut actuel). Les mêmes conditions aux frontières que pour le modèle précédent

sont considérées et le régime permanent de l'écoulement est maintenu. Le seul problème avec ce cas est qu'on ignore le rythme auquel s'est produit l'érosion et le temps qu'a duré cette dernière.

Le résultat de cette modélisation est présenté dans la figure 5.17 ci-dessous.

Le premier constat à faire concerne l'écoulement des eaux dans les couches d'argile, de till et dans le roc. Pour le modèle après-érosion qui prend en compte les variations de la topographie, on a pu remarquer l'existence de zones dont les propriétés d'écoulement sont différentes (figure 5.5). Dans le modèle avant-érosion (figure 5.17), on constate que toutes les eaux qui s'infiltrèrent à la surface de l'argile, finissent leur course dans la rivière. Il n'y a donc aucune zone de résurgence d'eaux ni de lignes de partages des eaux.

Les conditions aux frontières et les propriétés (k et n) des différentes strates étant identiques dans les deux modèles, on conclut que le changement de topographie à cause de l'érosion a grandement influé sur l'hydrogéologie de la zone.

La variation de la charge hydraulique dans le roc est différente de la tendance observée dans le modèle après-érosion. En effet, on observe (figure 5.18) une diminution constante de la charge hydraulique avec la distance. À $x=0\text{m}$, la charge est égale à l'élévation du terrain alors qu'à $x=2500\text{m}$, on retrouve la charge dans la rivière. Notons qu'on ne connaît pas le niveau de l'eau de la rivière il y a 10000 ans. La valeur de $h=5.20\text{m}$ permet de faire un parallèle avec les conditions actuelles.

Dans l'argile, on a suivi l'évolution de la charge hydraulique dans 4 différents points: à $x=500\text{m}$, 1000m , 1500m et 2500m (rivière). Au bas de la couche d'argile (élévation -1m), on remarque que plus on est loin de la zone de décharge, plus la charge hydraulique est importante. En haut de la couche d'argile (surface), toutes les valeurs sont égales vu que la topographie est plate. Entre ces deux points (haut et bas de la couche), la variation de la charge hydraulique est linéaire. Dans le till et le roc (élevations entre -20m et -1m), la charge est constante par rapport à l'élévation et diminue à l'approche de la rivière.

Pour ce qui est des vitesses d'écoulement, on remarque (figures 5.20 et 5.21), que l'écoulement horizontal est dominant dans le roc et le till alors que dans l'argile, ce dernier est négligeable et on constate un écoulement vertical.

En comparant les régimes hydrogéologiques avant et après l'érosion, on constate que le régime hydrogéologique évolue. En effet, avant l'érosion de l'argile, on a constaté que chaque goutte d'eau infiltrée via l'argile, traverse verticalement cette couche, puis le till, elle s'écoule ensuite horizontalement dans le roc pour rejoindre la rivière. Pour la topographie actuelle, on constate, comme expliqué précédemment, l'existence de diverses zones: dans certaines zones, l'eau infiltrée remonte à la surface et dans d'autres, elle rejoint la rivière.

Donc, la géométrie du système étudié a des répercussions sur le régime hydrogéologique. C'est pour cela, qu'il est recommandé, de prendre en compte la variation de la topographie du terrain lors d'études hydrogéologiques. La simplification des systèmes peut biaiser les résultats.

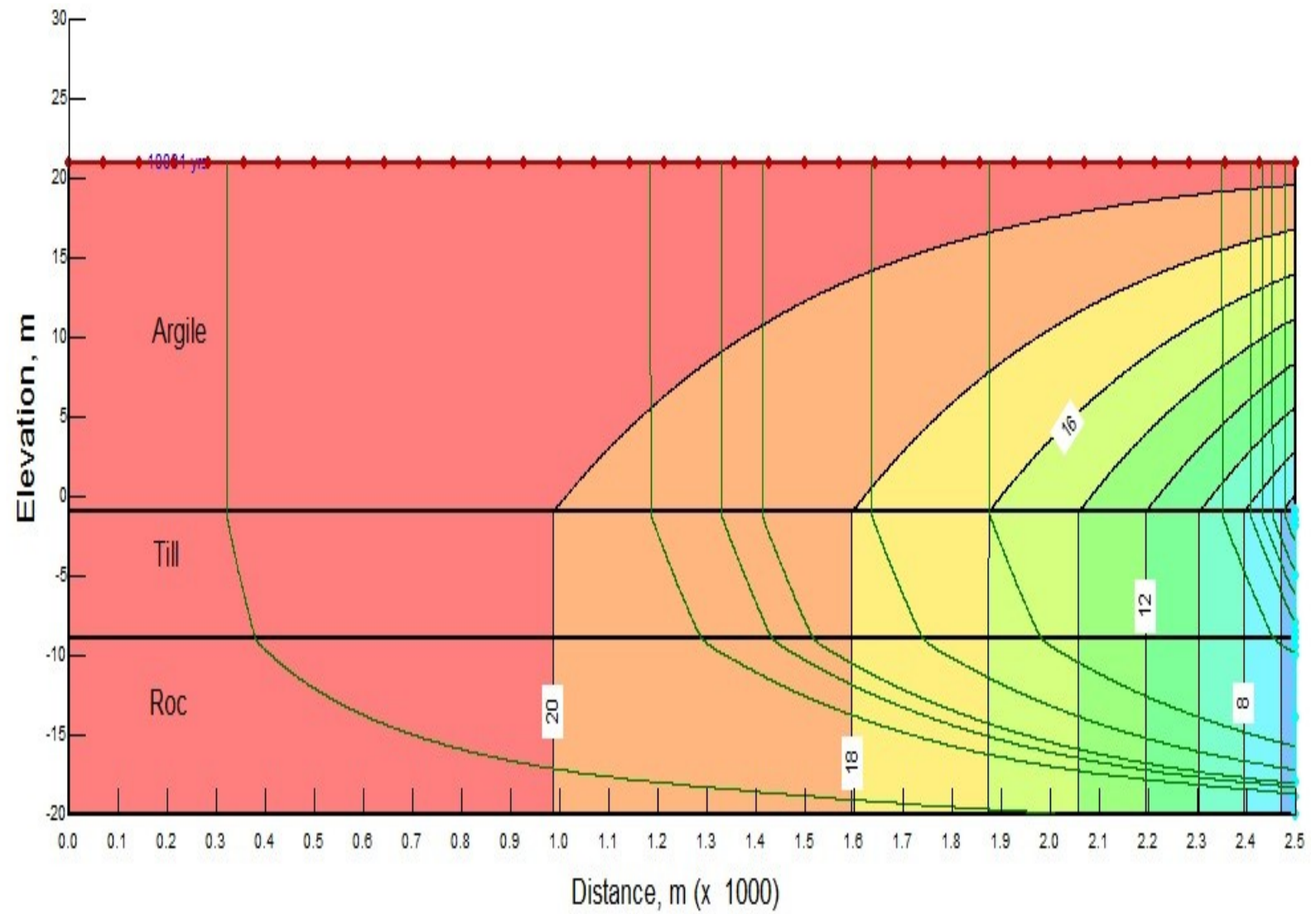


Figure 5.16: Équipotentiellles et lignes d'écoulements pour le modèle avant érosion

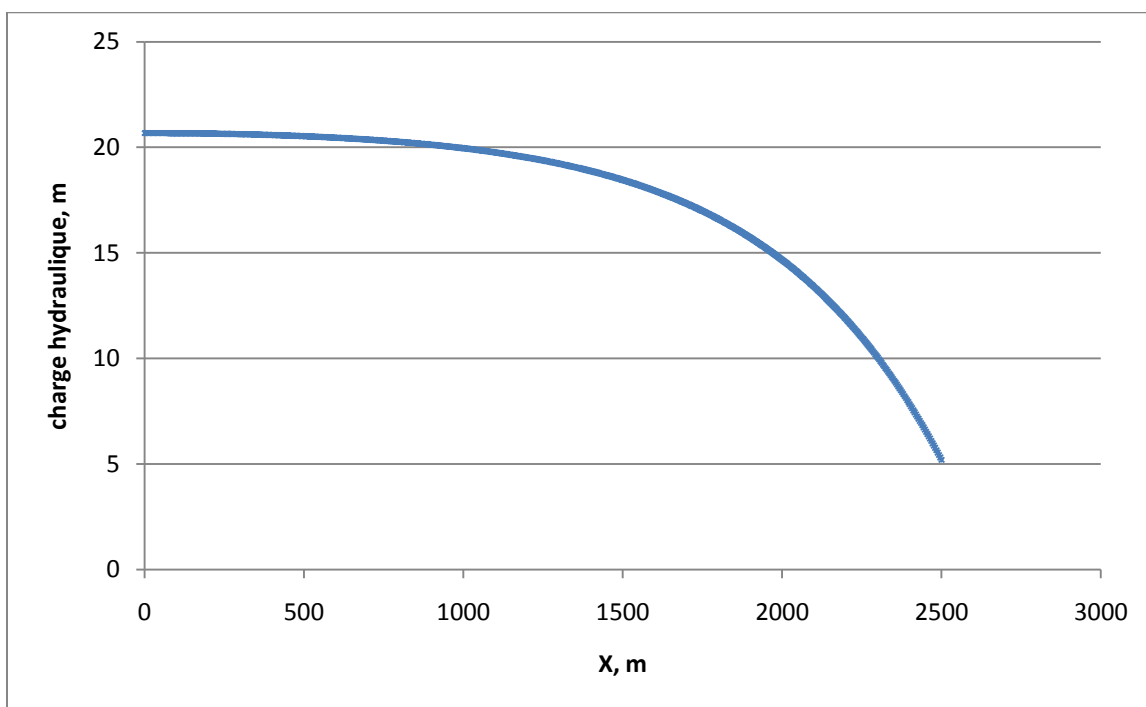


Figure 5.17: Évolution de la charge hydraulique dans le roc dans le modèle avant érosion

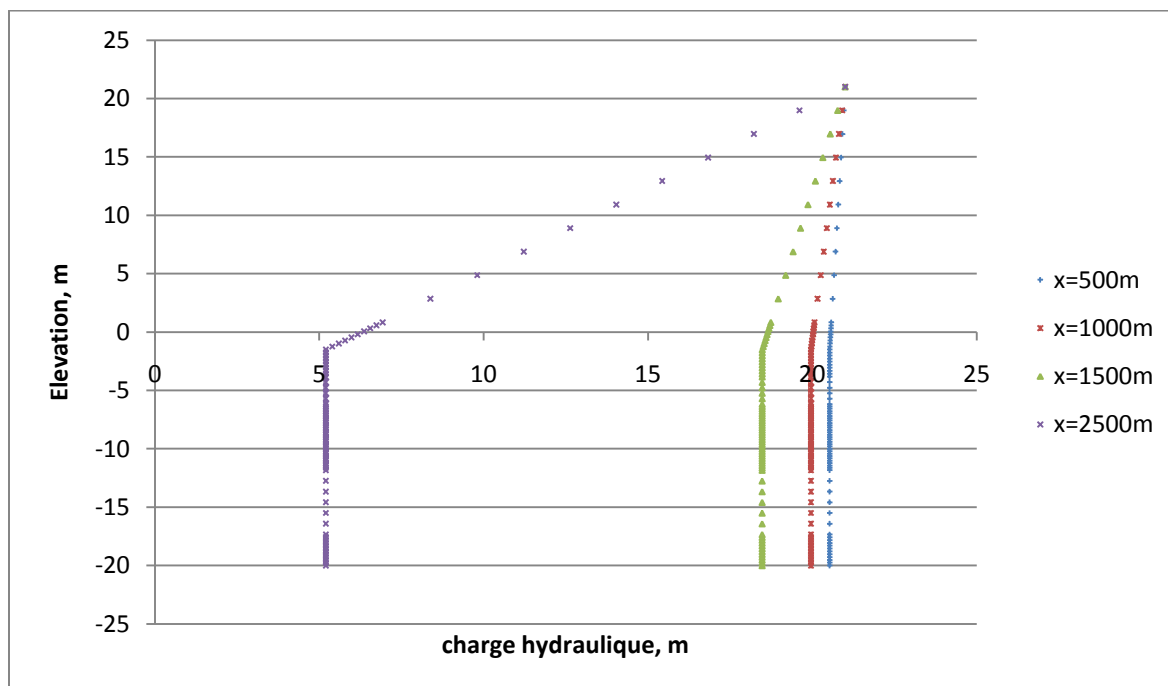


Figure 5.18: Évolution de la charge hydraulique en fonction de l'élévation à différentes positions (selon x) dans le modèle avant érosion

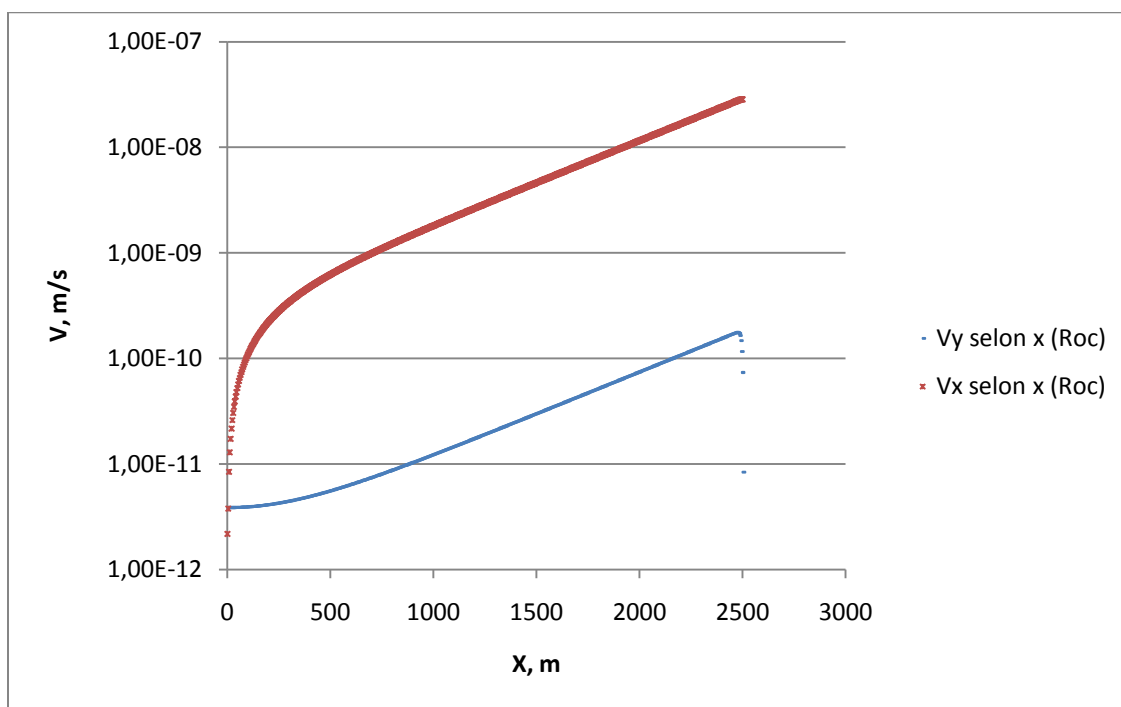


Figure 5.19: Variation des composantes de la vitesse V_x et V_y dans le roc pour le modèle avant érosion

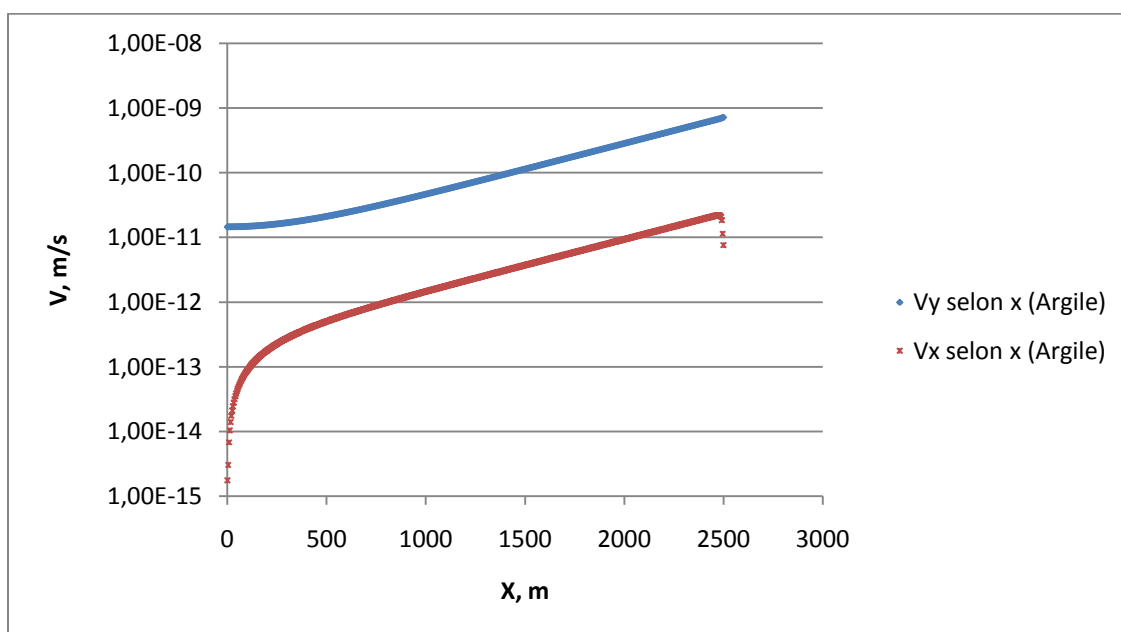


Figure 5.20: Variation des composantes de la vitesse V_x et V_y dans la couche d'argile dans le modèle avant érosion.

5.2 Modélisation de la migration des chlorures avec Ctran/W

La deuxième partie de la modélisation numérique a pour objectif de modéliser le mouvement des chlorures dans la zone étudiée. Pour cela, on utilise le logiciel CTRAN/W. Comme SEEP/W, CTRAN/W est un logiciel d'éléments finis qui est utilisé pour modéliser le mouvement des contaminants à travers des milieux poreux. Ce logiciel permet d'analyser divers problèmes allant du simple transport par advection (particle tracking analysis) à de plus complexes cas prenant en compte la diffusion, la dispersion et l'adsorption (dispersion-diffusion). L'avantage de CTRAN/W est son intégration avec SEEP/W. Les deux logiciels sont utilisés en tandem pour analyser les problèmes liés au transport des contaminants.

Au début du projet, la question suivante se posait : quel ion, parmi tous les ions majeurs analysés va-t-on modéliser? Au fur et à mesure de l'avancement, il a été décidé, au vu des informations obtenues dans la littérature scientifique, que la modélisation des chlorures serait le meilleur choix. En effet, une fois dissoutes dans les eaux souterraines, les chlorures (Cl^-) restent en solution. Ils ne font pas partie des réactions d'oxydoréduction, ne forment pas d'importants complexes avec d'autres ions (sauf si leur concentration est élevée), ne forment pas de sels de faible solubilité, ne sont pas facilement adsorbés sur la surface des minéraux et ne prennent pas part à la plupart des réactions biochimiques (Kresic 2007). Pour toutes ces raisons, les chlorures sont dits non réactifs. Kauffman et Orlob (1956) ont conclu que, parmi tous les ions et isotopes (tritium) testés, les chlorures se déplacent avec l'eau souterraine dans la plupart des sols testés avec le minimum de retard.

Maintenant que le choix du logiciel de modélisation et de l'ion dont les déplacements sont à modéliser est fait, on va exposer dans la suite de ce chapitre, la nature des données saisies dans le logiciel tout en justifiant leur application, les hypothèses, les résultats des modélisations et les conclusions émises.

Avant d'entamer la phase de modélisation, il est important de faire un rappel de l'historique de la formation des argiles Champlain. Cela a pour but d'appuyer les hypothèses qui seront émises lors de la modélisation. Juste après le retrait de la mer Champlain il y a de cela environ 10000 ans, la région a connu l'invasion d'un grand lac d'eau douce, le lac Lampsilis. La présence de ce dernier a duré jusqu'à 6700 B.P (Elson, 1988). Donc, les sédiments marins qui se sont déposés

dans un environnement caractérisé par une salinité élevée de ses eaux, se sont retrouvés en contact, en surface, avec de l'eau douce pendant environ 3300 ans. Cette période a sans doute provoqué la diffusion des ions présents dans l'argile vers les eaux douces du lac. Avec la disparition du lac, le processus diffusion/advection pouvait donc reprendre. On tenta par la modélisation numérique avec SEEP/W et CTRAN/W de vérifier ces hypothèses.

La principale difficulté de cette modélisation réside en la méconnaissance du processus d'érosion qu'a connu la région de Lachenaie depuis la formation des argiles Champlain il y a 10000 ans. On s'aperçoit, suite aux données collectées lors de la réalisation des forages et des déplacements sur le terrain de l'ampleur de l'érosion. En effet, il y a une importante dénivellation accompagnée d'une réduction de l'épaisseur de la couche d'argile quand on se dirige du Nord (Site 2) vers le sud (Site 6 et rivière des Mille Îles). L'élévation du terrain passe de 21m à 5 m en moins de 6000 m. Les effets de l'érosion sont donc perceptibles, mais il est impossible d'estimer à quel rythme s'est produite cette dernière. Cette importante est cruciale, car on a vu, dans la section précédente, l'effet que peut avoir le changement de la topographie du terrain sur les conditions d'écoulement souterrain et l'hydrogéologie de la région.

5.2.1 Propriétés des matériaux

Dans ce chapitre, on exposera les différentes propriétés des matériaux (argile, till et roc) nécessaires pour effectuer la modélisation avec CTRAN/W.

Comme on l'a présenté au chapitre 2, la dispersion hydrodynamique D pour un écoulement en 1-D est définie de la manière suivante :

$$D = \alpha \cdot v + D^* \quad (1.114)$$

α , v et D^* étant la dispersivité (m), la vitesse d'écoulement ($v(\text{m/s})=v_D/n$) et le coefficient de la diffusion moléculaire.

Pour le coefficient de diffusion moléculaire, on utilisera les valeurs trouvées dans la littérature et notamment dans Desaulniers et Cherry (1989), Olkers (2003) et Montgrain (1997). Un coefficient de diffusion de Cl^- de $2.10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ est retenu.

La littérature scientifique est assez riche d'articles qui proposent des méthodes permettant d'estimer les valeurs de la dispersivité. Dans le chapitre 3.3.2, on a présenté les méthodes les plus populaires. Le tableau 5-2 présente les résultats obtenus.

Tableau 5.2: Méthodes de détermination des dispersivités longitudinale et transversale

	L, m	Dispersivité longitudinale α_L , m			
		Schulze-Makuch, 2005	Neuman, 1990	Eckstein, 1995	Arya, 1996
Argile	40	0,5	0,1	2.6	0,1
Till	2500	10	20	16	20
Roc	2500	10	20	16	20

On constate que toutes ces méthodes donnent des dispersivités longitudinales d'un même ordre de grandeur soit 10^{-1} m pour les argiles et 10^1 m pour le till et le roc. Le point faible de ces méthodes c'est qu'elles permettent d'estimer la dispersivité en se basant sur l'échelle d'observation seulement. En d'autres termes, qu'en soit dans un roc fracturé, dans une argile consolidée ou dans un sable grossier, si les échelles d'observation sont identiques, les dispersivités obtenues dans les trois sols seront égales.

Pour le roc et le till, et vu le caractère ``massif`` de ces derniers, on prendra une valeur de 2m dans le till et de 10m dans le roc car ce dernier est plus fracturé que le till. Donc, on prend des valeurs voisines à celles trouvées en utilisant les estimations dans la littérature. Par contre, pour les argiles, un article de Perfect et al. (2002) permet d'estimer la dispersivité en utilisant une méthode qui prend en compte les paramètres de rétention d'eau dans des sols non remaniés. Cette méthode permet de trouver des dispersivités pour plusieurs argiles qui avoisinent 1m.

Dans notre cas, il n'est pas nécessaire de déterminer la valeur de la dispersivité dans l'argile pour les raisons suivantes :

D'après l'équation 1.114, on s'aperçoit que le paramètre de dispersion hydrodynamique D est composé de deux termes : le premier terme $\alpha.v$, représentant la composante advection et le deuxième terme D^* qui est le coefficient de diffusion. Dépendamment du milieu étudié (argile ou roc), une de ces deux composantes sera négligée devant la seconde. En effet, dans l'argile, vu que les vitesses d'écoulement (longitudinale ie dans le sens de l'écoulement) varient entre 10^{-14} m/s et C , le terme $\alpha.v$ sera négligée car le coefficient de diffusion effective dans l'argile est d'environ

2. $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ ($\alpha.v \ll D^*$). Dans le roc, c'est le contraire qui se produit : la vitesse d'écoulement dans le roc atteint parfois 1.10^{-8} m/s . Le terme D^* qui est de l'ordre de $10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$ dans le roc et est négligé devant $\alpha.v$ ($D^* \ll \alpha.v$).

5.2.2 Conditions aux frontières

La solution des problèmes numériques est une réponse directe aux conditions aux frontières. C'est pour cela que la détermination de ces conditions sont une composante clé dans toute modélisation numérique.

Pour ce problème, trois conditions aux frontières seront appliquées:

- Condition à la sortie du système (Exit review): Cette condition est préconisée dans le cas où on ne connaît ni le flux de masse ni la concentration. Il existe deux types de ``exit review``. Une première qui ignore le flux dispersif à la sortie d'un système ($Q_d=0$). Dans ce cas, on considère qu'un contaminant quitte le système par advection seulement ce qui peut être simpliste comme hypothèse. Pour le deuxième cas que nous avons d'ailleurs adopté dans cette approche, on prend en compte l'advection et la dispersion comme processus lors de la sortie du contaminant du système ($Q_d \geq 0$). Cette option permet d'obtenir des résultats plus réalistes.
- Dans la situation où on modélisera le système avec le lac Lampsilis à la surface, une concentration $C=0$ sera appliquée à la surface de la couche d'argile.
- La concentration initiale: Selon le scénario utilisé, on utilisera un des cas suivants:
 - $C=1$ dans les trois couches soit dans l'argile, le till et le roc
 - $C=1$ dans le roc et le till et $C=0$ dans l'argile
 - $C=0$ dans le roc et le till et $C=1$ dans l'argile.

Notons que $C=1$ correspond à 100% de la concentration des chlorures dans la mer Champlain

5.2.3 Type de l'analyse

Tout d'abord, il est à noter que la précision de toute solution de transport d'ion est dépendante de la précision de la solution obtenue pour l'écoulement. Comme dans la modélisation de

l'écoulement, le transport des ions s'effectuera en régime permanent et en 2-D. Deux types d'analyses sont utilisées dans la modélisation de notre problème:

- Le transport par advection seulement : Avant de réaliser une étude de transport complète, il est souhaitable d'effectuer une modélisation qui ne prend en compte que le transport advectif. En isolant la composante ``diffusion``, on peut avoir une idée de l'influence de l'écoulement sur le transport des contaminants ainsi que les temps de transit. Le principe de ce type d'analyse ``Particle Tracking Analysis`` est d'introduire arbitrairement des particules dans le système, ces dernières sont considérées être attachées aux molécules d'eau. Ainsi, leur déplacement sera identique à celui des molécules d'eau souterraine. La modélisation peut être faite dans le sens de l'écoulement (Forward particle tracking) ou dans le sens contraire de l'écoulement (Backward particle tracking).
- Le transport par advection-dispersion: Dans ce type d'analyse, on prend en compte toutes les composantes du transport des contaminants. Ainsi, en insérant toutes les propriétés des matériaux (porosité, dispersivité,...) et des contaminants (coefficient de diffusion moléculaire), on arrive à inclure toutes les composantes nécessaires au transport d'ions dans un milieu poreux.

5.2.4 Stabilité du modèle numérique

Résoudre un problème numérique requiert non seulement la détermination de la géométrie du système, du régime d'écoulement, des propriétés des matériaux et des ions, mais nécessite aussi de prendre en considération les critères de convergence numérique. Ainsi, dans ce type de problèmes, il est important de prendre en compte deux facteurs qui peuvent influencer la précision de la solution : la dispersion et l'oscillation numérique.

La dispersion numérique tend à étendre la contamination en dehors des limites prédites par les solutions analytiques. Les oscillations numériques quant à elles produisent des concentrations supérieures ou inférieures aux valeurs spécifiées. Les dispersions et oscillations numériques ne peuvent pas être éliminées, elles peuvent cependant être contrôlées et minimisées par des contraintes imposées au nombre de Peclet et de Courant.

$$P_e = \frac{v \cdot \Delta x}{D} \leq 2 \quad (1.115)$$

$$C_x = \frac{v \cdot \Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (1.116)$$

Δx , Δt , D et v étant la distance horizontale entre deux noeuds successifs, l'incrément du pas de temps, le coefficient de dispersion hydrodynamique et la vitesse linéaire moyenne.

Idéalement, les critères des équations 1.114 et 1.115 doivent être respectés. Mais, dans des cas pratiques, quand on travaille sur des modèles à grande échelle avec des vitesses d'écoulement très faibles, il n'est pas possible d'atteindre l'objectif de ces critères. On essaye dans ces cas de s'en approcher au maximum.

Dans une analyse en 2-D, ces contraintes doivent être respectées selon les deux axes d'analyse soit x et y .

Concernant l'espacement de la maille, il faut tenir en compte des contraintes sur les nombres de Peclet et de Courant citées précédemment afin de déterminer la largeur et la hauteur de chaque élément de la maille. Ainsi, en réarrangeant les équations 1.115 et 1.116 ci-dessus, on obtient :

$$\Delta x \leq 2 \frac{D}{|v|} \quad (1.117)$$

À partir de ces équations, on constate que les deux paramètres déterminants quant à la stabilité de la modélisation sont la vitesse d'écoulement et le coefficient de dispersion hydrodynamique.

La dispersion et l'oscillation numériques sont directement influencées par le choix du pas de temps Δt . Ainsi, des contraintes s'appliquent aussi sur Δt comme l'indique l'équation 1.118 ci-dessous.

$$\Delta t \leq 2 \frac{\Delta x}{v_x} \quad (1.118)$$

En utilisant les vitesses d'écoulement obtenues avec Seep/W ainsi que les coefficients de dispersion hydrodynamiques, on obtient les contraintes suivantes pour réaliser la modélisation numérique:

$$\Delta x \leq 3m; \Delta y \leq 2m \text{ et } \Delta t \leq 1.45.10^8 s$$

On ne pourra cependant pas respecter les deux contraintes portant sur Δx dans les modèles à grande échelles car cela nous rapprocherait de la limite de calcul avec le logiciel.

5.2.5 Résultats: Modélisation de la migration des chlorures

La première simulation de la migration des chlorures est effectuée dans un modèle 40m X 22 m où seule la couche d'argile est représentée. L'épaisseur de cette dernière est égale à l'épaisseur maximale réelle sur le site alors que la largeur du système est, pour cette première étape, de 40 m seulement.

Pour le modèle d'écoulement modélisé avec Seep/W, on choisit un gradient hydraulique moyen moyen de 0.1 à travers la couche d'argile. En effet, les charges hydrauliques en haut et en bas de la couche sont respectivement de 22 m et 19.8 m pour une épaisseur d'argile de 22 m. Comme le montre la figure 5.21 ci-dessous, l'écoulement se fait vers le bas de la couche d'argile.

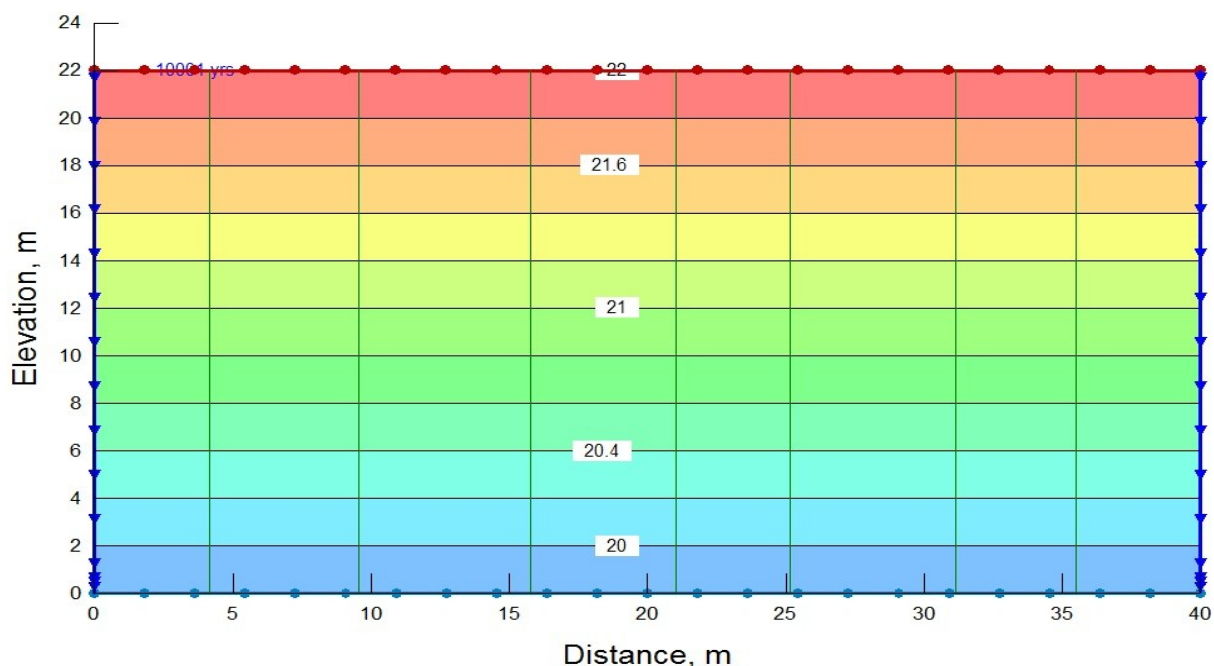


Figure 5.21: Équipotentiels et lignes d'écoulement pour le modèle 40m X 22m

Avec le logiciel CTRAN/W, on simule de transport des chlorures. Les résultats présentés dans la figure 5.22 montrent qu'en partant de conditions initiales de $C=1$ dans la couche d'argile, on arrive à une concentration maximale de 0.5 en prenant en compte l'advection et la diffusion dans la modélisation. Si on ne prend en compte que la diffusion, la concentration maximale dans l'argile après 3000 ans est de 0.75 (figure 5.23). Notons que pour ce modèle, on prend des éléments de 0.5m, la simulation est faite sur une durée de 10000 ans alors que le pas de temps choisi est de 10 ans.

Les critères de stabilité du modèle sont tous respectés: $Pe_x=0.041$; $Pe_y=0.041$; $C_x=8.83.10^{-4}$ et $C_y=0.105$.

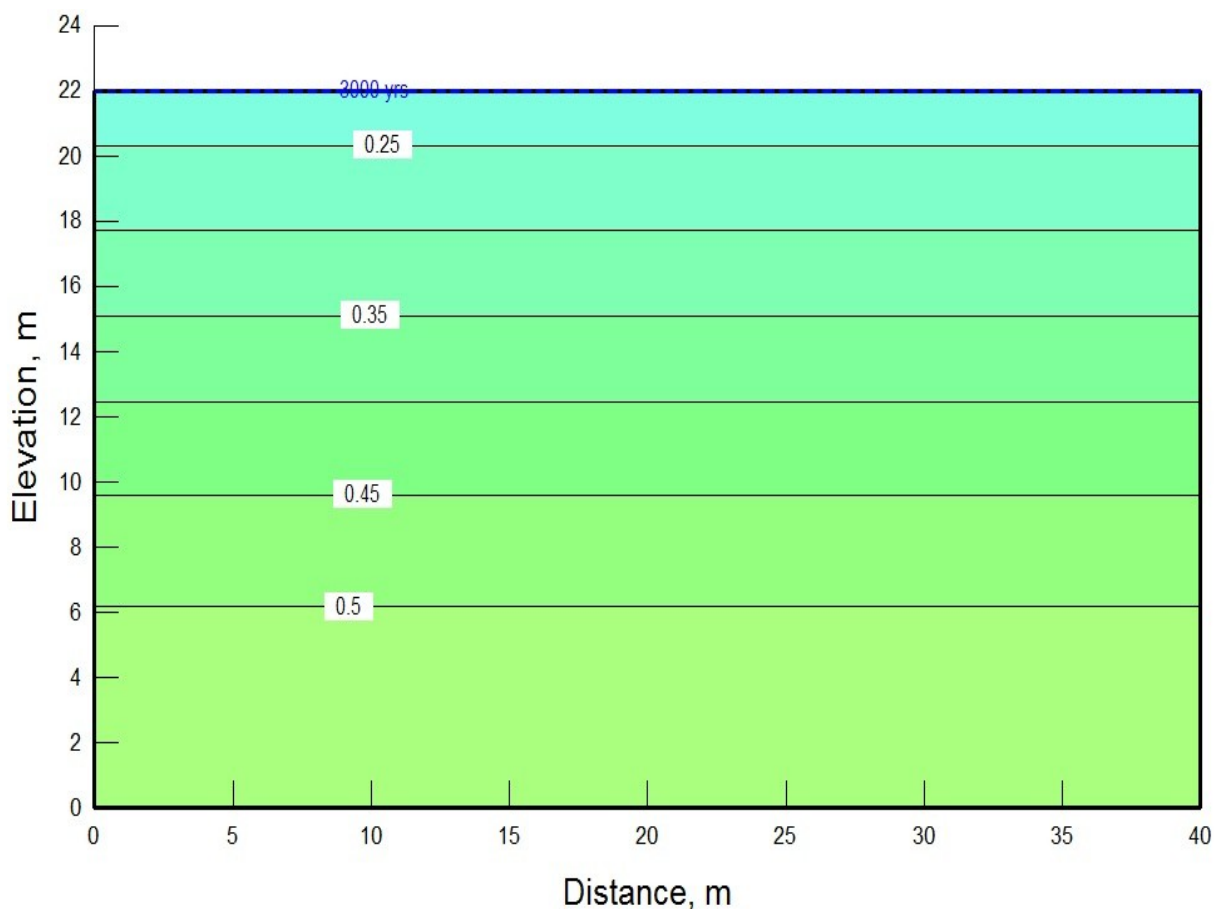


Figure 5.22: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans en prenant en compte la diffusion et l'advection

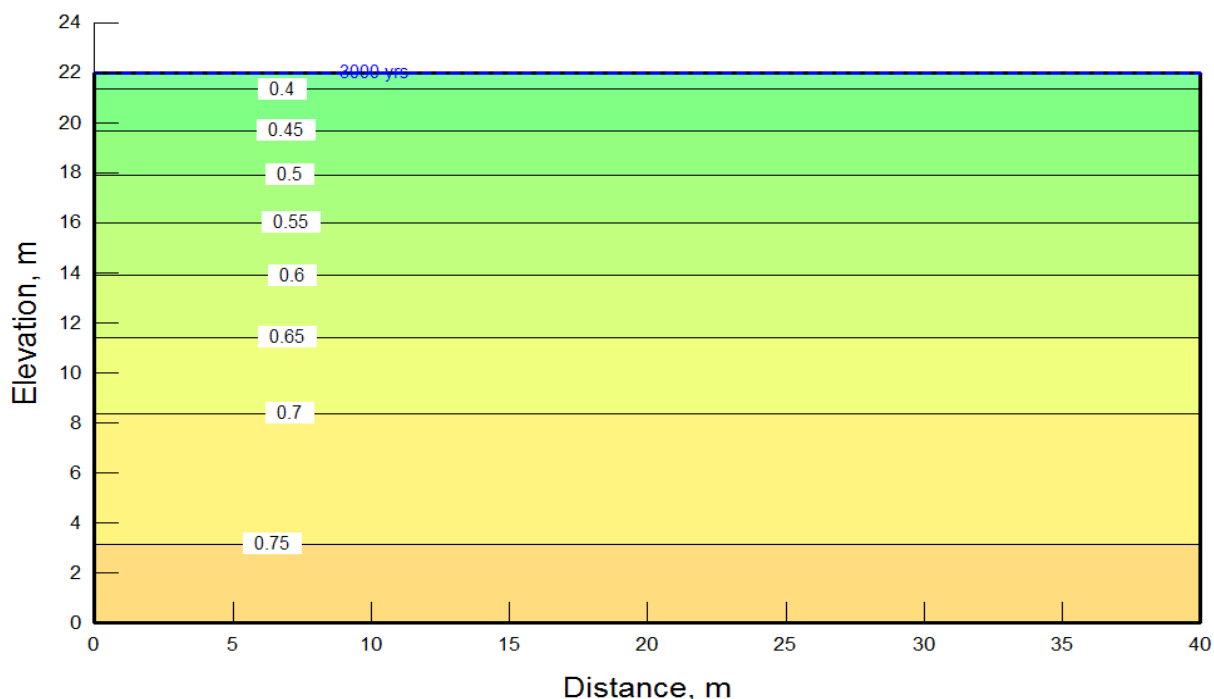


Figure 5.23: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans dans le cas d'une diffusion seulement

En ce qui concerne l'évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans les deux cas cités précédemment (advection et diffusion versus diffusion seulement), on constate dans les figures 5.25 et 5.26 ci-dessous, que pour des temps identiques, les concentrations obtenues dans le modèle où seule la diffusion est prise en considération sont plus importantes. En effet, malgré le fait que la vitesse d'écoulement dans la couche d'argile soit très faibles, son influence sur la migration des chlorures Cl^- est importante. Dans le modèle où la vitesse d'écoulement est prise en compte, les gouttes d'eau semblent transporter les particules (chlorures) vers la sortie du système (vers le bas) ce qui diminue la concentration de ces dernières dans ce système.

Dans la figure 5.24, on constate qu'avec un transport purement advectif, une particule partant de la surface de la couche d'argile atteint la sortie en bas de la couche après 4000 ans. Ce qui explique le fait que les ions Cl^- ne se déplacent pas seulement par diffusion mais aussi par advection dans une couche d'argile. Donc, dans un système où le gradient hydraulique est variable, à cause notamment du changement de topographie ou de la variation de l'épaisseur de

l'argile, on pourrait s'attendre à voir les argiles où le gradient hydraulique est plus élevé, plus ``lessivées`` que les zones avec un moindre gradient.

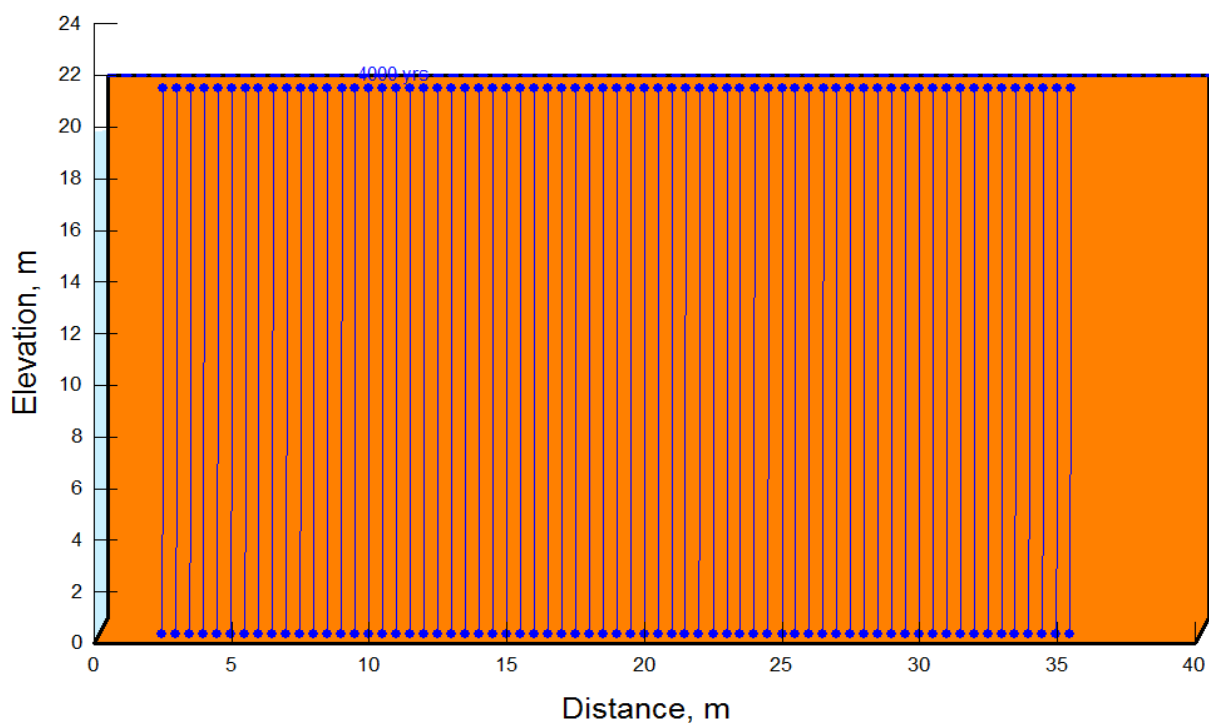


Figure 5.24: Déplacement des particules (chlorures) par advection seulement en 4000 ans

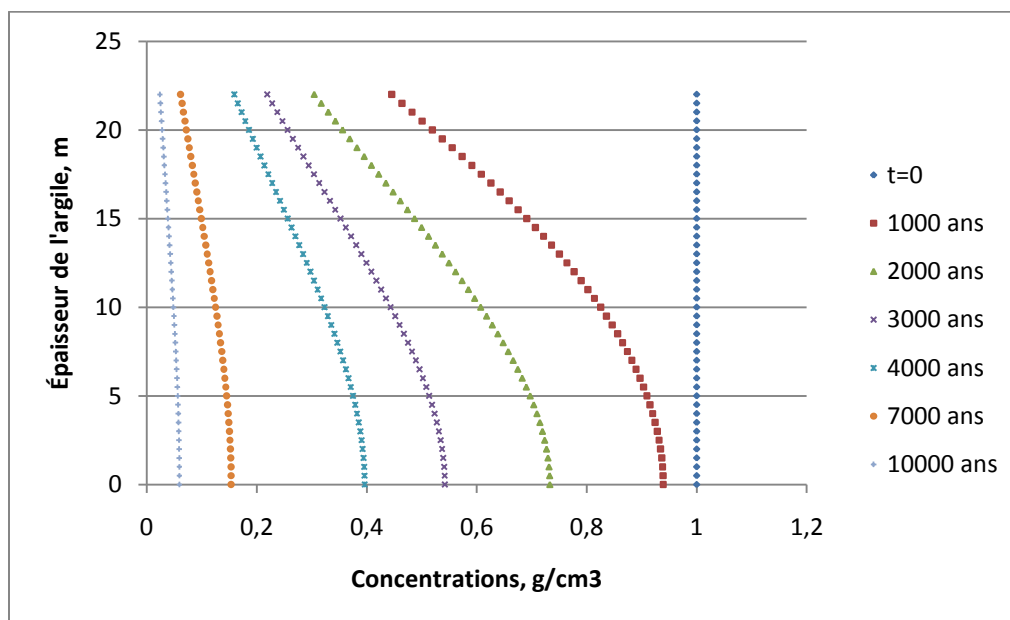


Figure 5.25: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 40 m X 22 m (modèle advection et diffusion)

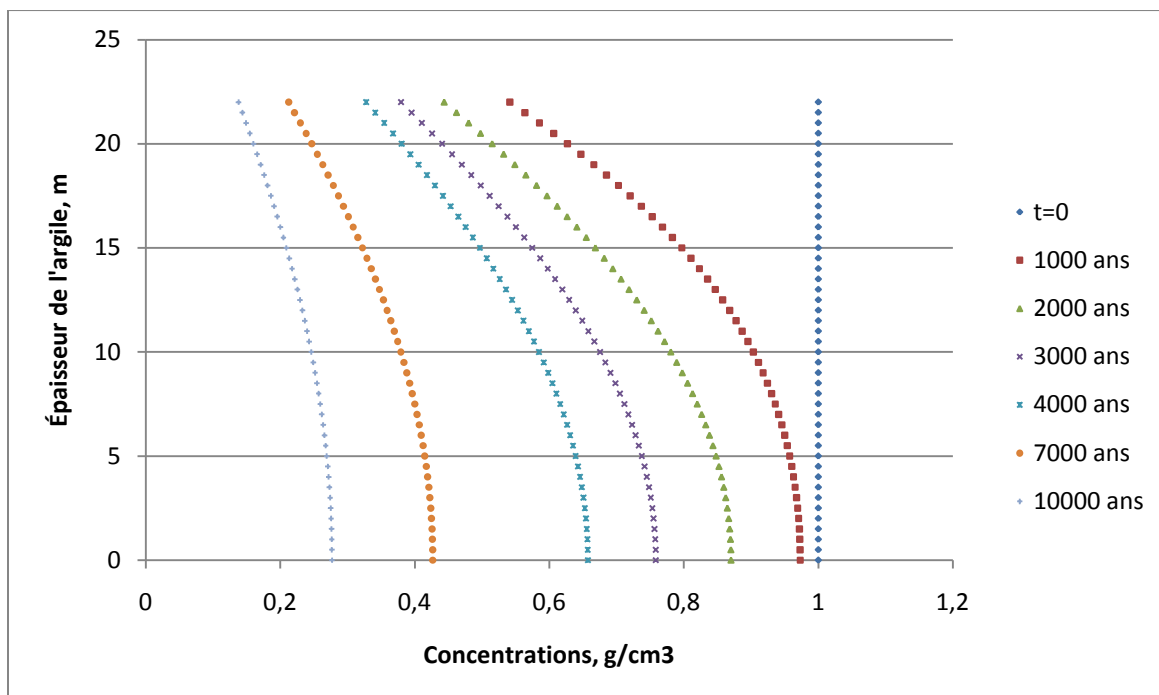


Figure 5.26: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 40 m X 22 m (modèle diffusion seulement)

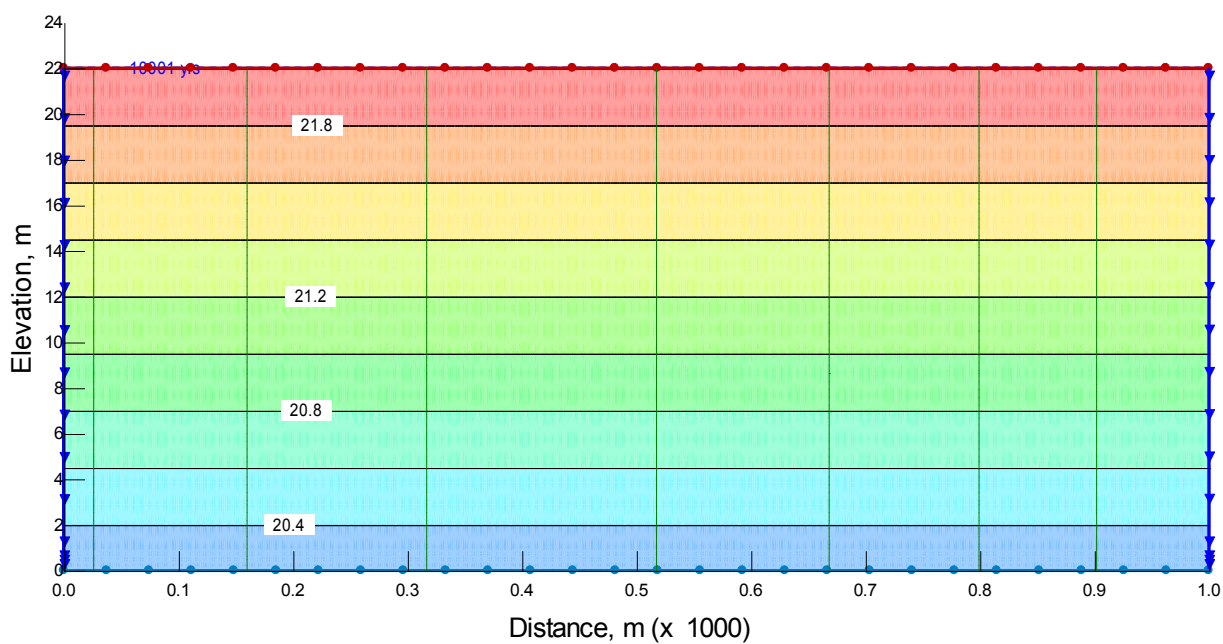


Figure 5.27: Lignes d'écoulement dans l'argile pour le modèle 1000 m X 22 m et un gradient de 0.08

La deuxième modélisation est conduite sur un modèle plus étendu que le modèle précédemment. Tout en conservant l'épaisseur réelle de l'argile, on passe d'une longueur de 40 m à 1000 m. Cela signifie un plus grand nombre d'éléments. On passera donc d'un élément de 0.5 m pour le modèle de 40 m à un élément de 2 m pour le modèle de 1000 m. Le pas de temps sera de 10 ans.

L'écoulement dans la couche d'argile est dirigé vers le bas (figure 5.27) avec un gradient hydraulique moyen de 0.08 ($h_{\text{haut}}=22\text{m}$; $h_{\text{bas}}=20.24\text{m}$ et $L=22\text{m}$)

Le premier scénario utilisé pour la migration des chlorures consiste à prendre une concentration initiale $C=1$ dans toute la couche d'argile. En plus de la diffusion, la vitesse d'écoulement est prise en compte pour cette modélisation.

Les résultats de cette modélisation sont présentés dans les figures 5.28 et 5.29 ci-dessous. On constate que plus en est proche de la surface, plus la concentration est faible (figure 5.28). On peut expliquer cela par le fait que l'eau s'infiltrant par le surface, lessive plus rapidement les argiles en surface que les argiles en profondeur. Cette même tendance est observée sur les 10000 ans que la simulation est conduite (figure 5.29).

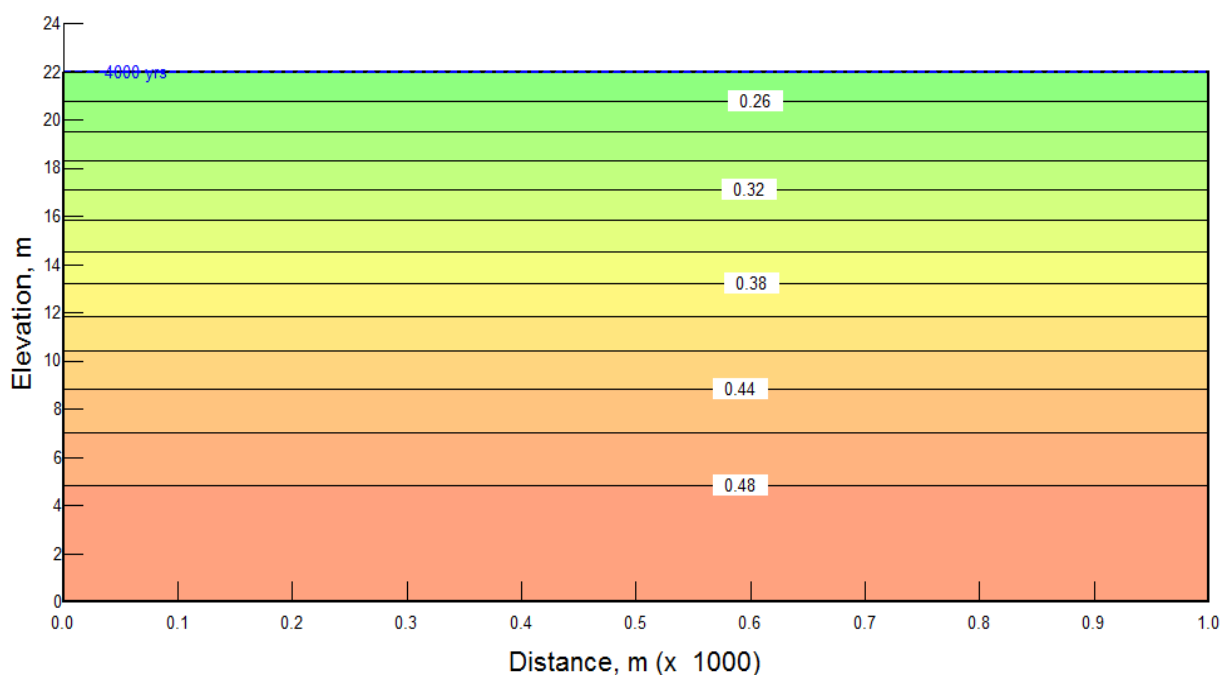


Figure 5.28: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=4000$ ans (advection et diffusion)

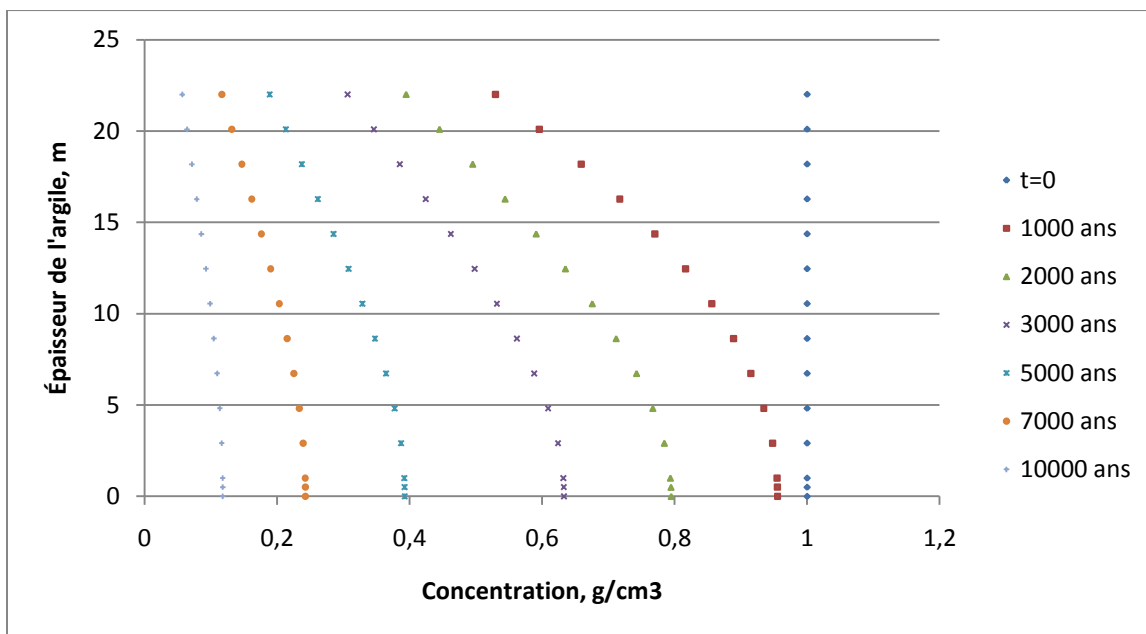


Figure 5.29: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (modèle advection et diffusion)

On a aussi tenu à vérifier la stabilité de la modélisation à travers les valeurs du nombre de Peclet et du nombre de Courant. L'écoulement se faisant dans le sens vertical dans la couche d'argile (figure 5.27), il suffit de vérifier ces paramètres sur l'axe des Y.

Les figures 5.30 et 5.31 ci-dessous montrent que les deux critères de stabilité sont respectés pour cette modélisation numérique. Ces deux valeurs augmentent sensiblement vers la sortie (bas) car dans cette zone, la vitesse est légèrement plus élevée.

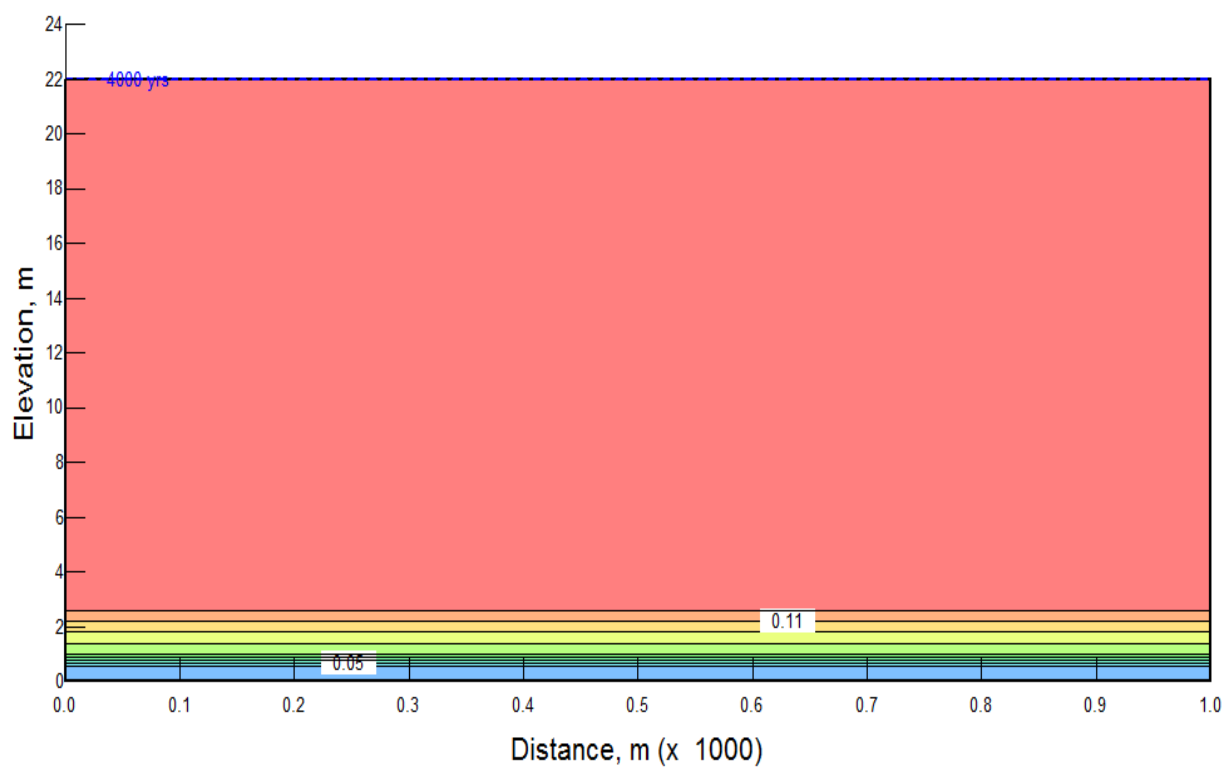


Figure 5.30: Distribution du nombre de Peclet Pe_y

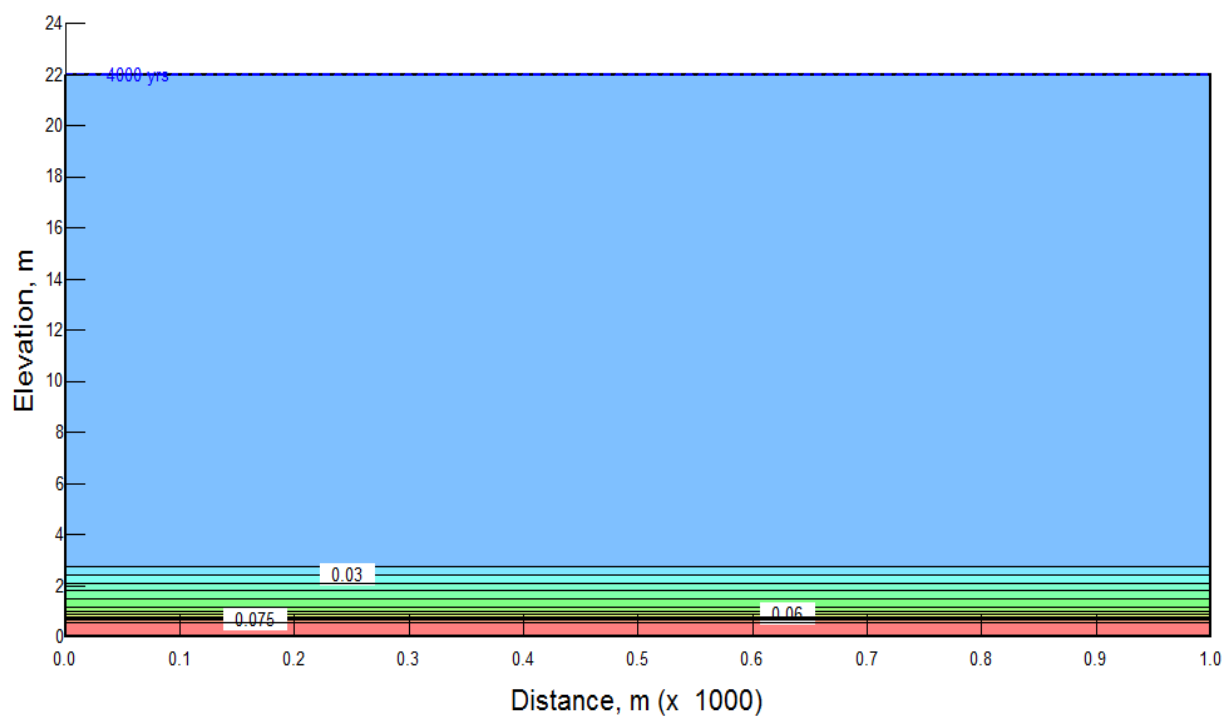


Figure 5.31: Distribution du nombre de Courant C_y dans la couche d'argile

Si on ne prend pas en compte le transport par advection, on obtient, après 4000 ans, le profil de concentrations présenté dans la figure 5.32 ci-dessous.

Comme pour le modèle 40m X 22m, on constate que les concentrations diminuent avec la profondeur de la couche d'argile, mais ces dernières sont supérieures quand il y a seulement une diffusion et pas d'advection.

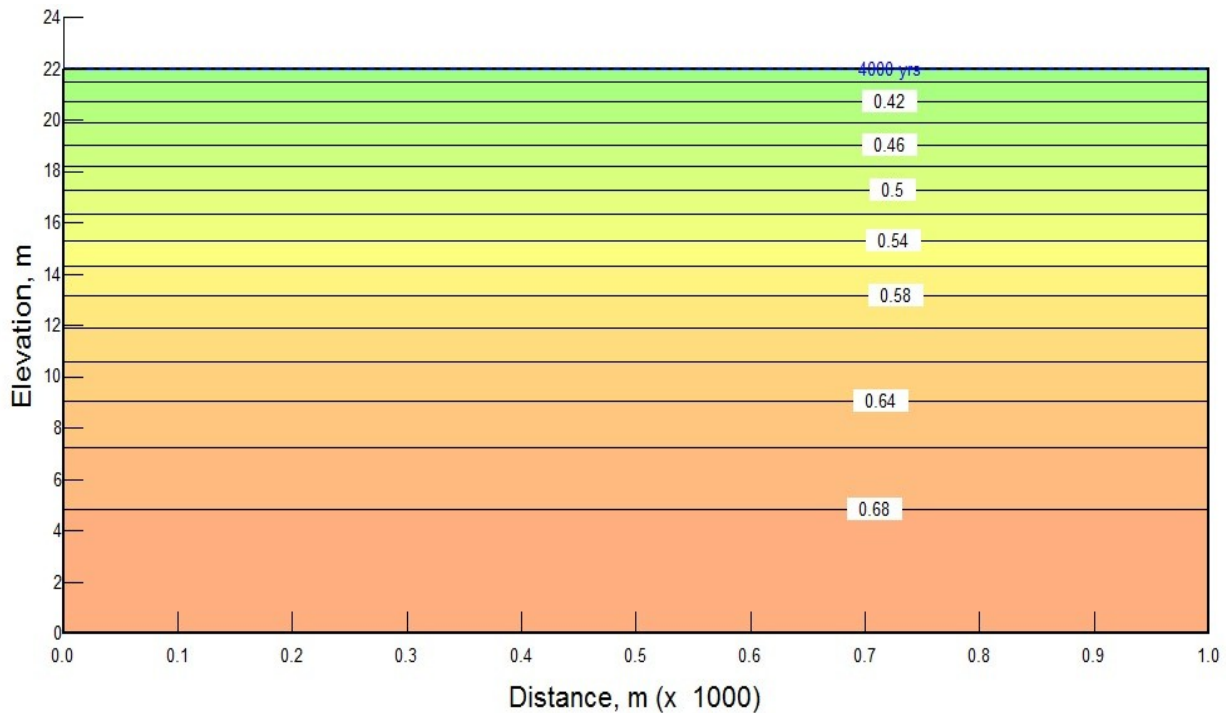


Figure 5.32: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=4000$ ans dans le cas d'une diffusion seulement

Le scénario suivant consiste à simuler une diffusion des ions de chlorures à partir du roc. On prend comme conditions initiales $C=1$ en bas de la couche d'argile et $C=0$ dans toute son épaisseur.

Qu'en prenne en compte la diffusion et l'advection (figure 5.33) ou la diffusion seulement (figure 5.34), on constate que la concentration est nulle dans la couche d'argile après 10000 ans. Ce scénario est donc à exclure. Les chlorures sont transportées par advection en dehors du système et n'ont pas le temps de diffuser dans l'argile.

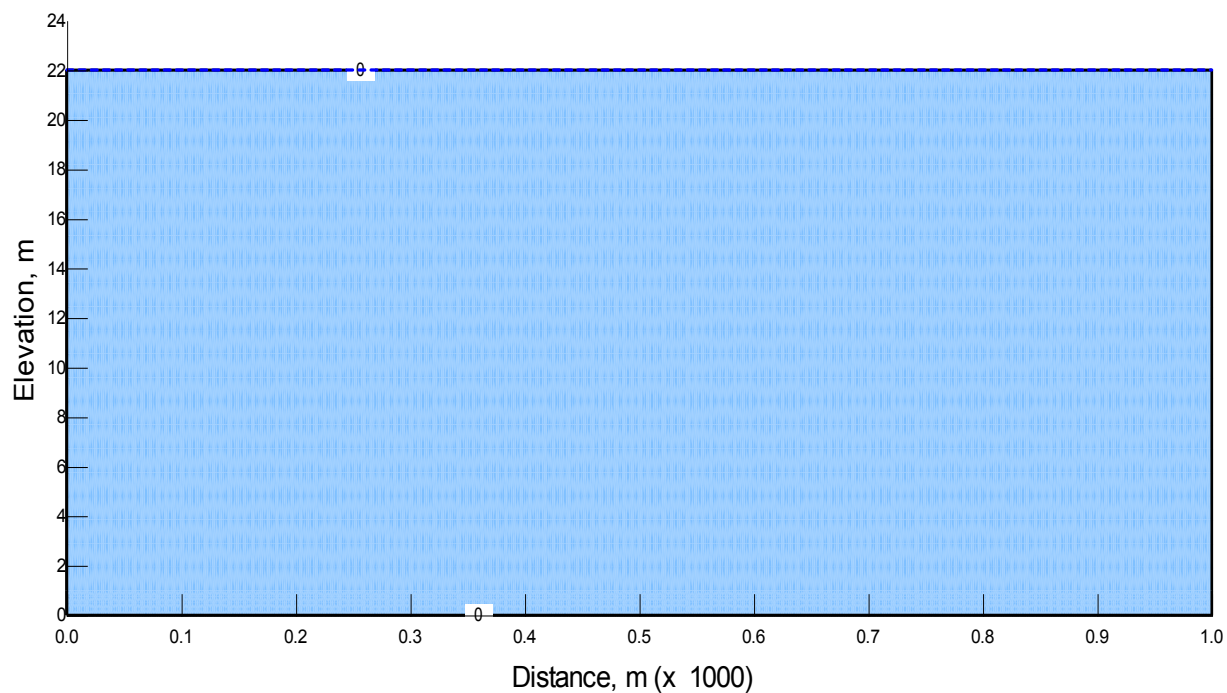


Figure 5.33: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=10000$ ans (advection et diffusion)

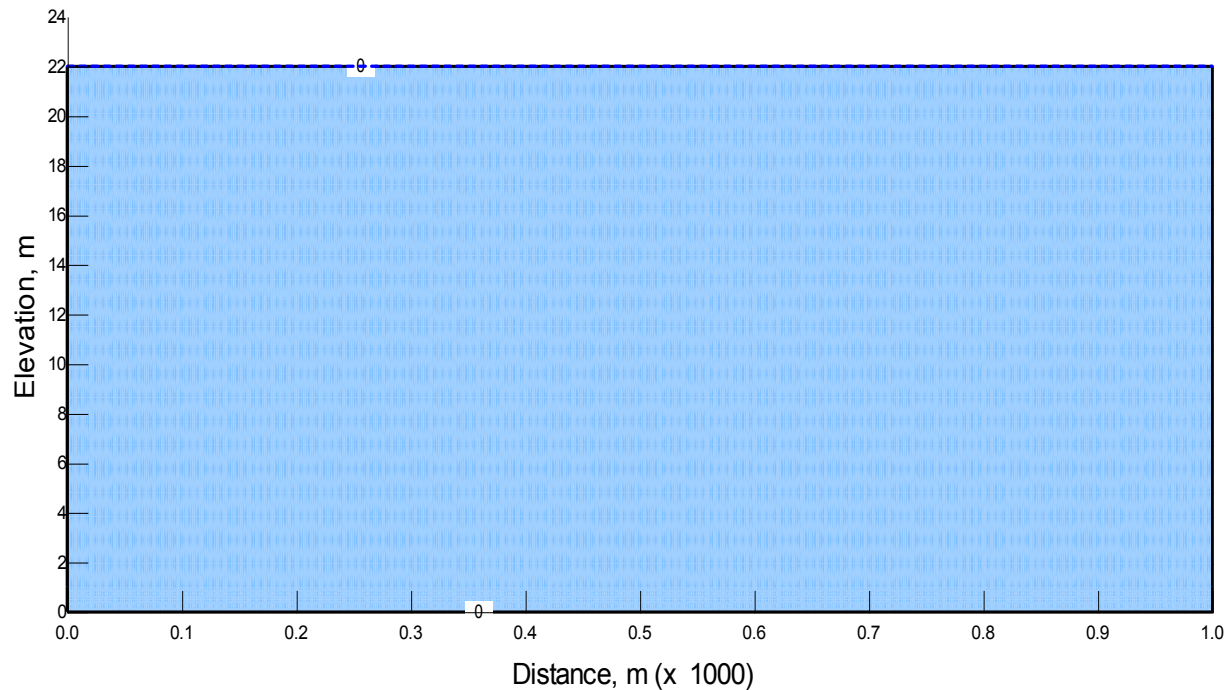


Figure 5.34: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=10000$ ans (diffusion seulement)

Un autre scénario consiste à simuler une diffusion des chlorures à partir de l'argile. Pour cela, on prend comme conditions initiales $C=1$ dans l'argile et $C=0$ dans le roc (en bas de la couche d'argile).

Le résultat de cette simulation est présenté dans les figures 5.35 et 5.36 ci-dessous.

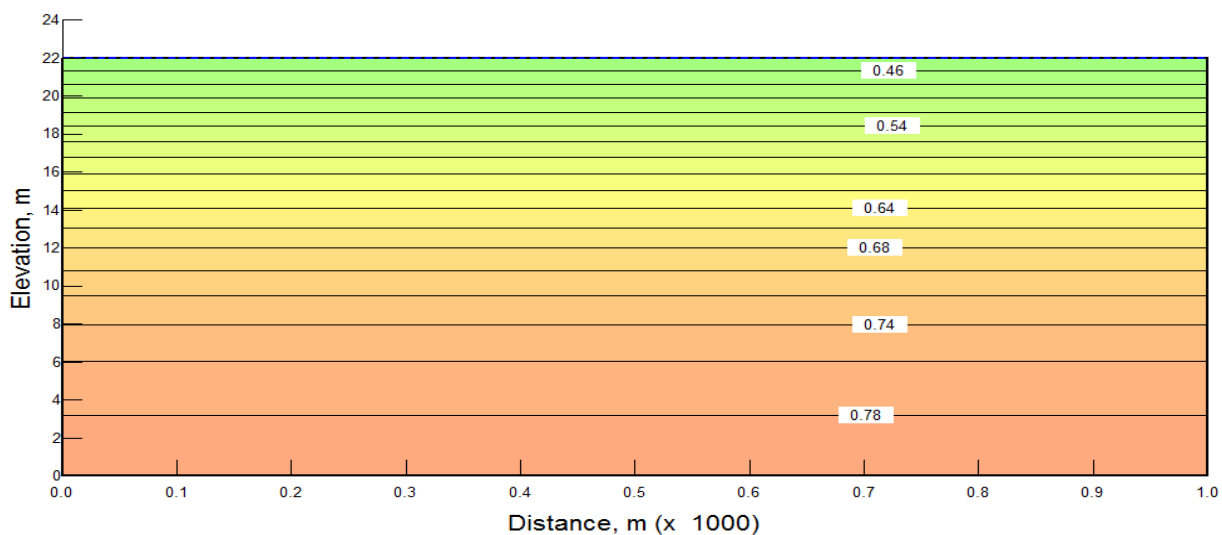


Figure 5.35: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans dans le cas d'une diffusion à partir de l'argile vers le roc sous-jacent

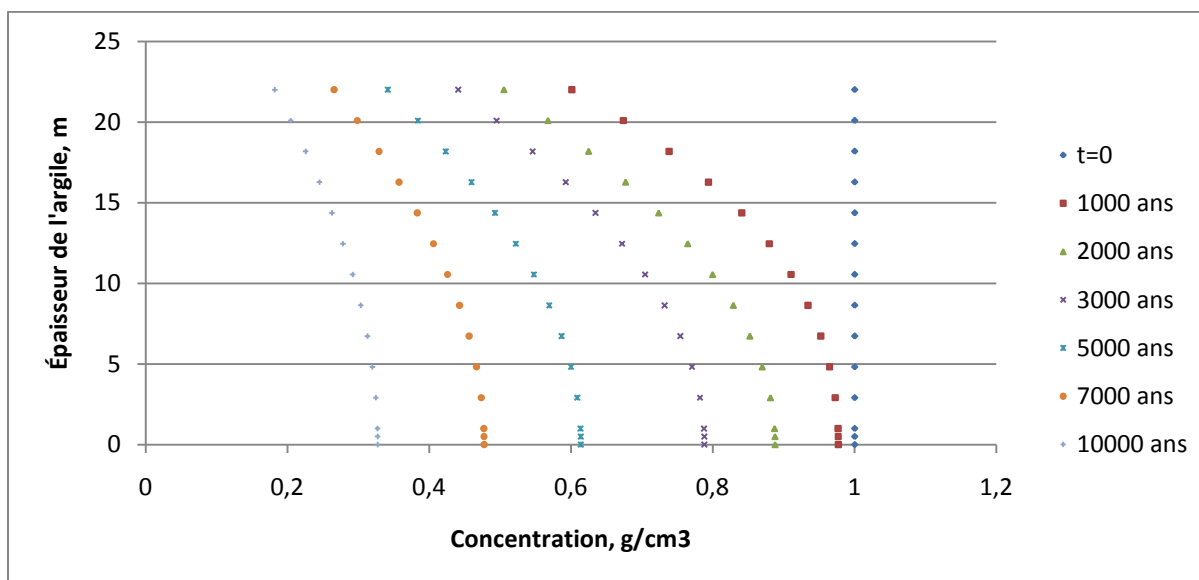


Figure 5.36: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (diffusion de l'argile vers le roc sous-jacent)

Dans cette modélisation, l'advection et la diffusion se font dans la même direction soit vers le bas de la couche d'argile. La concentration des chlorures dans l'argile passe de $C=1$ à 0.75 au bas de la couche et 0.45 en haut de la couche d'argile à $t=3000$ ans. Après 10000 ans, on constate que ces concentrations passent à 0.35 en bas de la couche et 0.2 près de la surface.

Aussi, le scénario représentant la présence du Lac Lampsilis pendant 3000 ans juste après le dépôt des argiles a été modélisé. Les conditions initiales sont $C=1$ dans toute la couche d'argile et $C=0$ à la surface de la couche d'argile.

Les résultats de la modélisation (figures 5.37 et 5.38) montrent que la présence du Lac Lampsilis pendant 3000 ans a engendré une dynamique des chlorures dans l'argile menant au profil de la figure 5.37. La concentration maximale au bas de l'argile passe de $C=1$ à $t=0$ à $C=0.475$ alors qu'en haut de la surface, la concentration passe de 1 à 0.025 à cause du contact avec l'eau du lac.

On remarque aussi dans la figure 5.38 que la concentration en haut de la surface d'argile (10 m à 22 m) passe rapidement de $C=1$ à des faibles concentrations alors qu'en bas de cette dernière, les chlorures passent progressivement d'une concentration de 1 à 0.475.

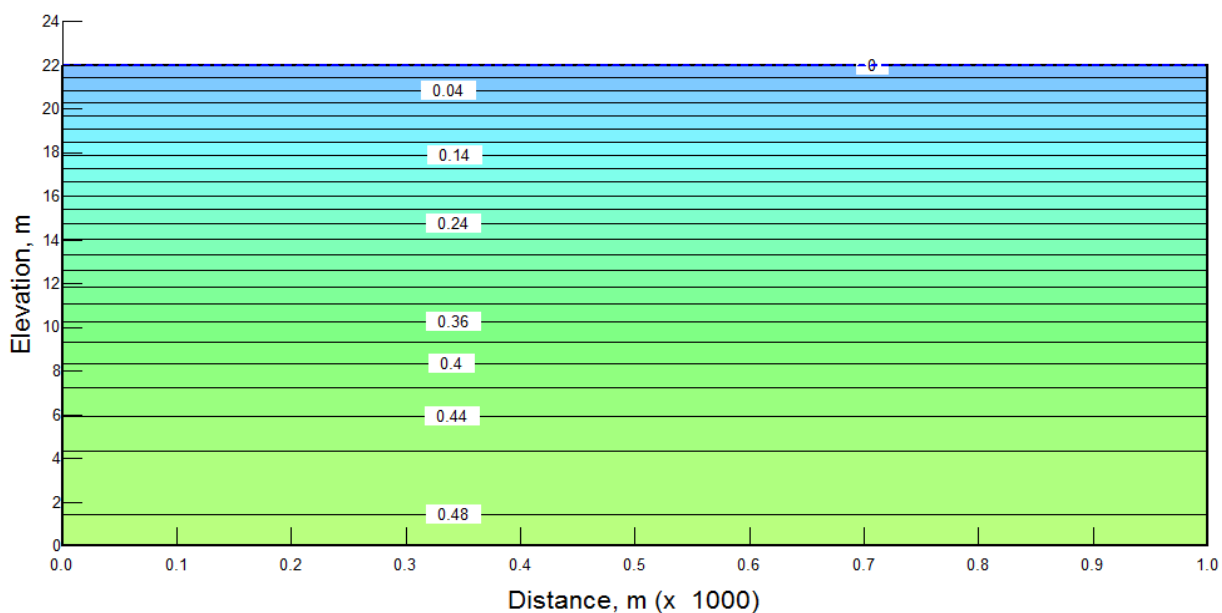


Figure 5.37: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=3000$ ans dans le cas de la présence du Lac Lampsilis à la surface

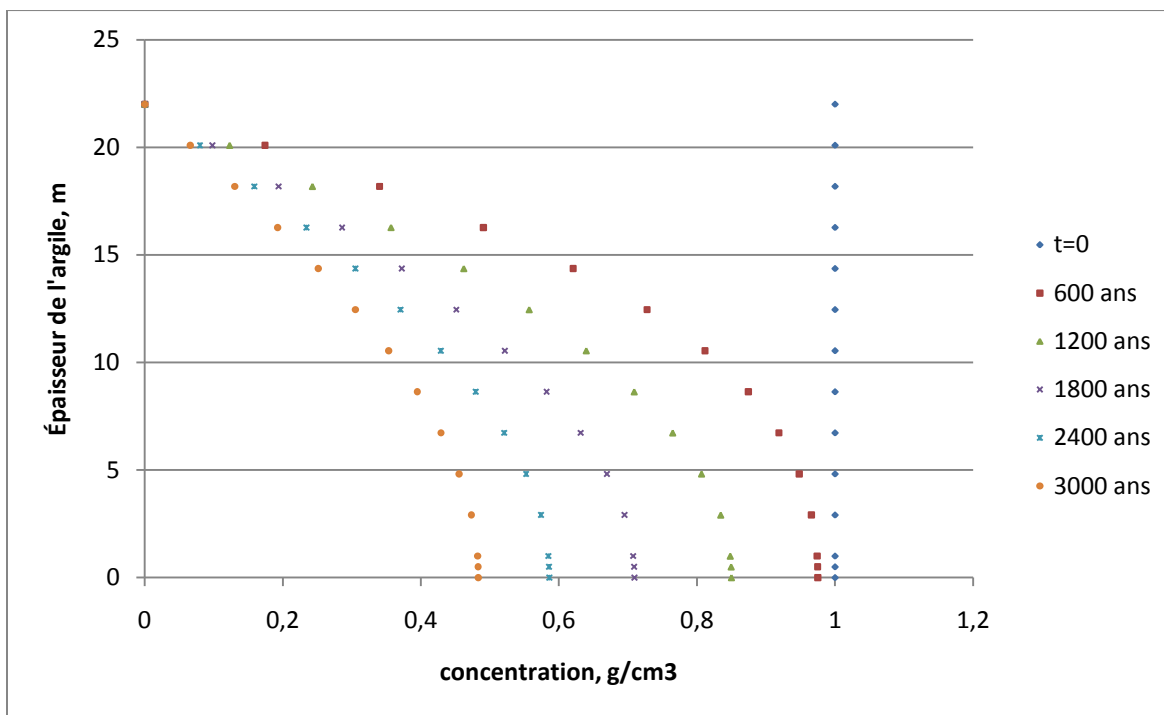


Figure 5.38: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (Lac Lampsilis à la surface)

La dernière modélisation réalisée avec cette géométrie (1000 m X 22 m) permettra de combiner deux scénarios traités précédemment: La présence du lac Lampsilis pendant 3000 ans puis pendant 4750 ans, on supprime le Lac et on laisse faire la diffusion et l'advection. La modélisation de cette deuxième phase considère le temps $t=3000$ ans de l'épisode ``Lac Lampsilis`` comme condition initiale.

Les résultats sont présentés dans les figures 5.39 et 5.40.

L'analyse de la figure 5.39 attire l'attention sur le point suivant: la concentration des chlorures, après avoir considérablement diminué après 3000 ans de la présence du Lac Lampsilis (figure 5.37), réaugmentent après la disparition de ce dernier. On peut donc penser que lors de la présence du Lac, c'est la percolation de l'eau à partir de la surface qui était dominante et non la diffusion. Par contre, dès la disparition de ce dernier, la diffusion est devenue le processus de migration dominant. Dans la figure 5.40, on remarque qu'au début de la modélisation, il y a un important contraste de concentrations entre le haut et le bas de la couche d'argile, mais au fur et à mesure que le temps s'écoule, cet important écart de concentration diminue.

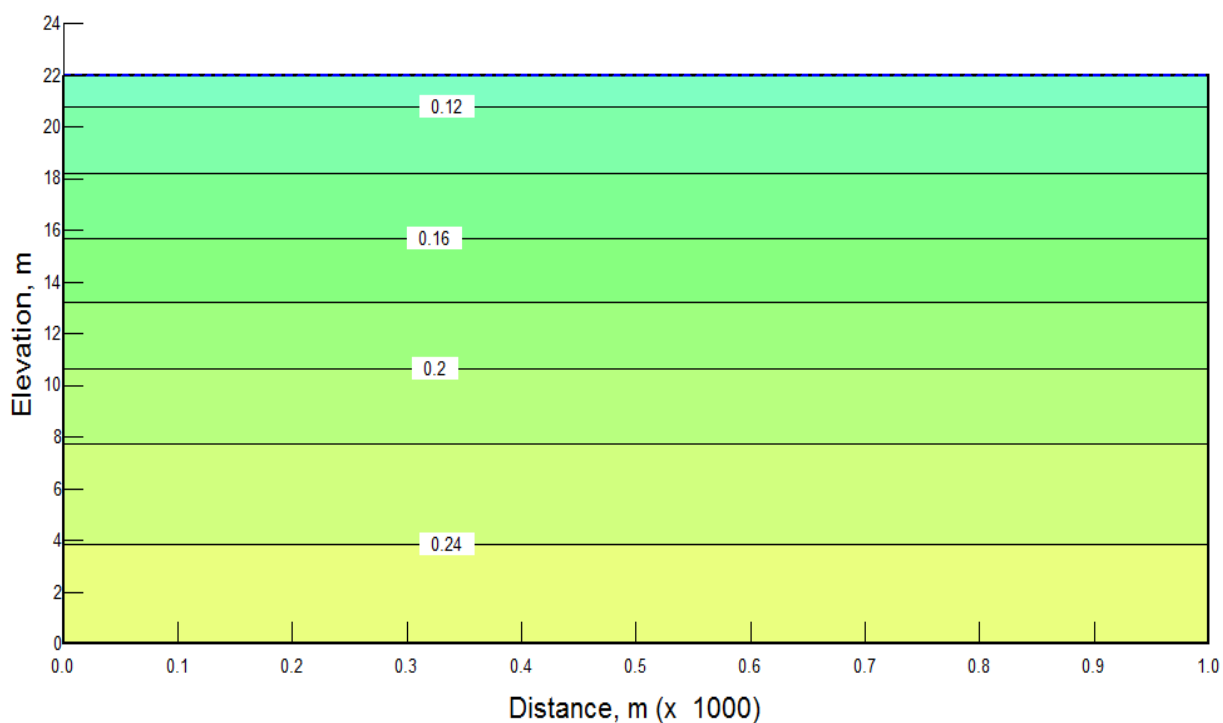


Figure 5.39: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=7750$ ans (combinaison de l'épisode du Lac Lampsilis et de la phase lessivage)

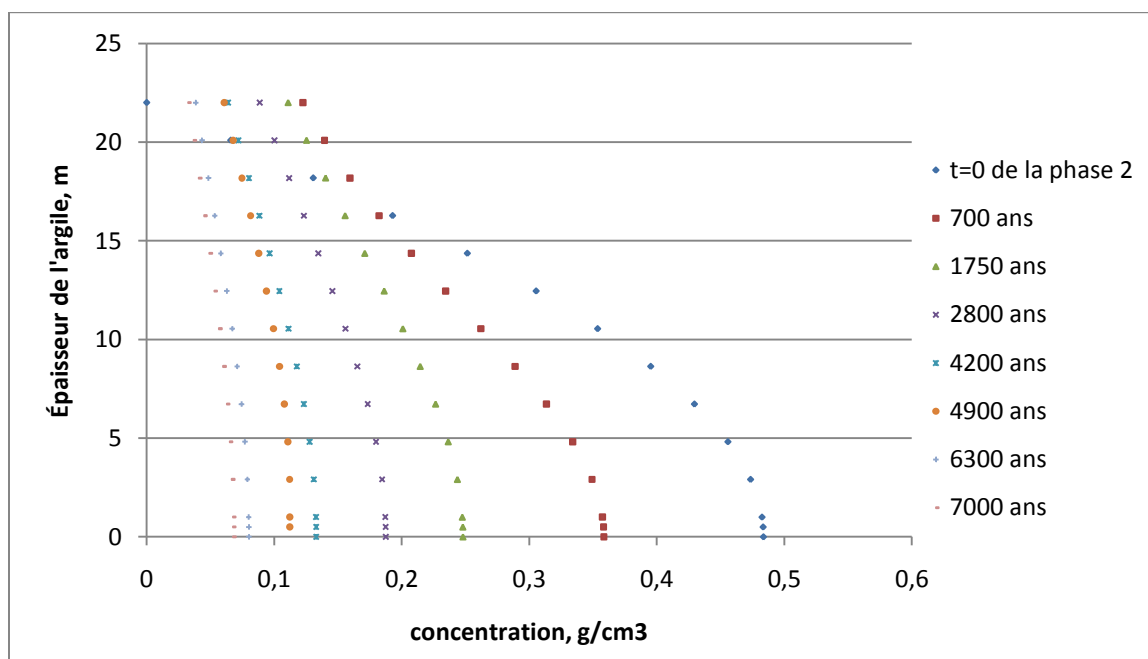


Figure 5.40: Évolution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile dans le modèle 1000 m X 22 m (combinaison de l'épisode du Lac Lampsilis et de la phase lessivage)

Enfin, pour montrer l'influence de la vitesse d'écoulement sur le transport des chlorures dans la couche d'argile, on a voulu refaire la modélisation (diffusion et percolation) mais en faisant passer le gradient hydraulique de 0.08 à 0.01. Le résultat est concluant: Après 10000 ans, la concentration maximale diminue de 20% seulement (0.8) alors que pour un gradient hydraulique de 0.08, la concentration maximale était de 0.48 (figure 5.28). Cela montre que malgré la faible conductivité hydraulique des argiles, la composante advective du transport des chlorures est importante dans la modélisation numérique.

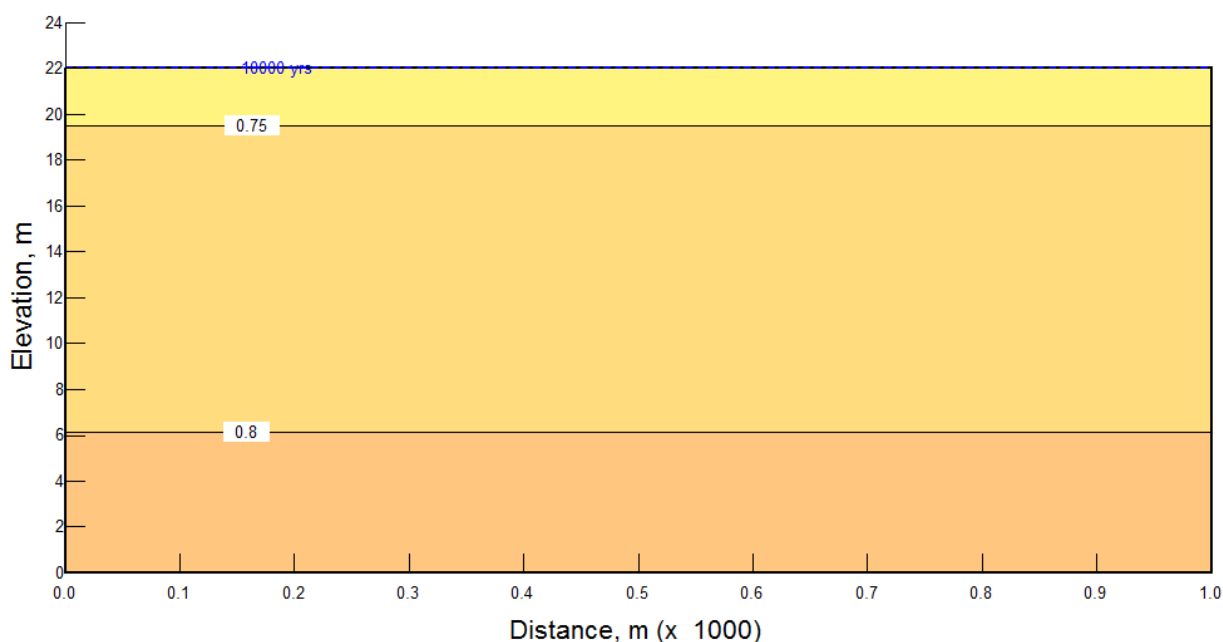


Figure 5.41: Distribution de la concentration des chlorures dans la couche d'argile à $t=10000$ ans avec un gradient hydraulique de 0.01

Maintenant que le processus de transport pour des systèmes simples est achevé, on va faire la simulation sur le système réel. Pour cela, on va dans une première étape utiliser la topographie post-érosion puis dans un deuxième temps, utiliser la topographie actuelle. Aussi, les conditions aux frontières du système proviennent des conditions in situ. À la surface de l'argile, on prend la charge hydraulique égale à l'élévation du terrain alors qu'au niveau de la rivière ($x=1500$ m), la charge hydraulique est égale à 5.20 m. Les résultats de cette modélisation sont présentées dans les figures 5.42 à 5.48.

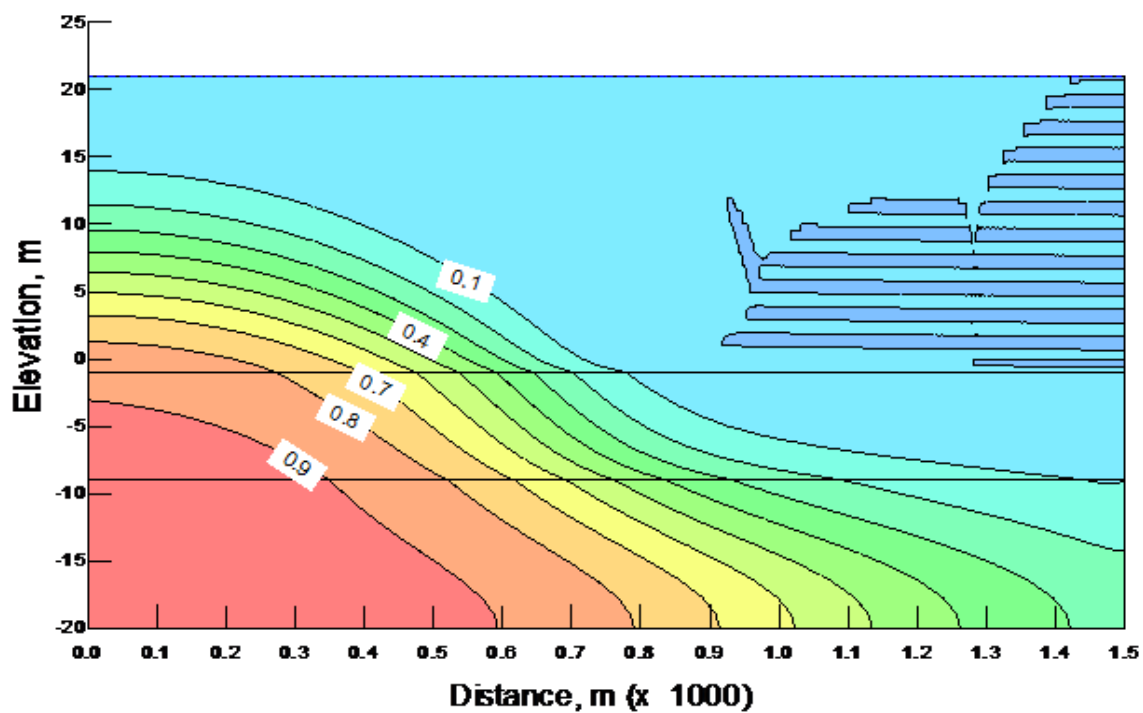


Figure 5.42: Distribution de la concentration des chlorures dans les couches d'argile, de till et de roc (conditions hydrauliques réalistes)

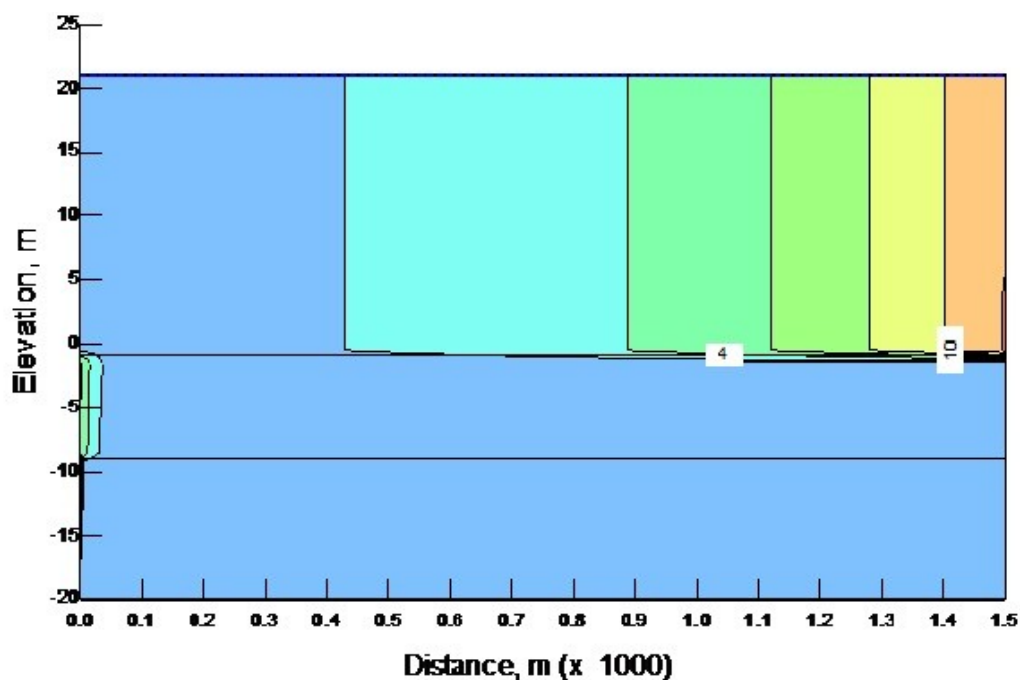


Figure 5.43: Distribution du nombre de Peclet (selon l'axe des x) Pe_x

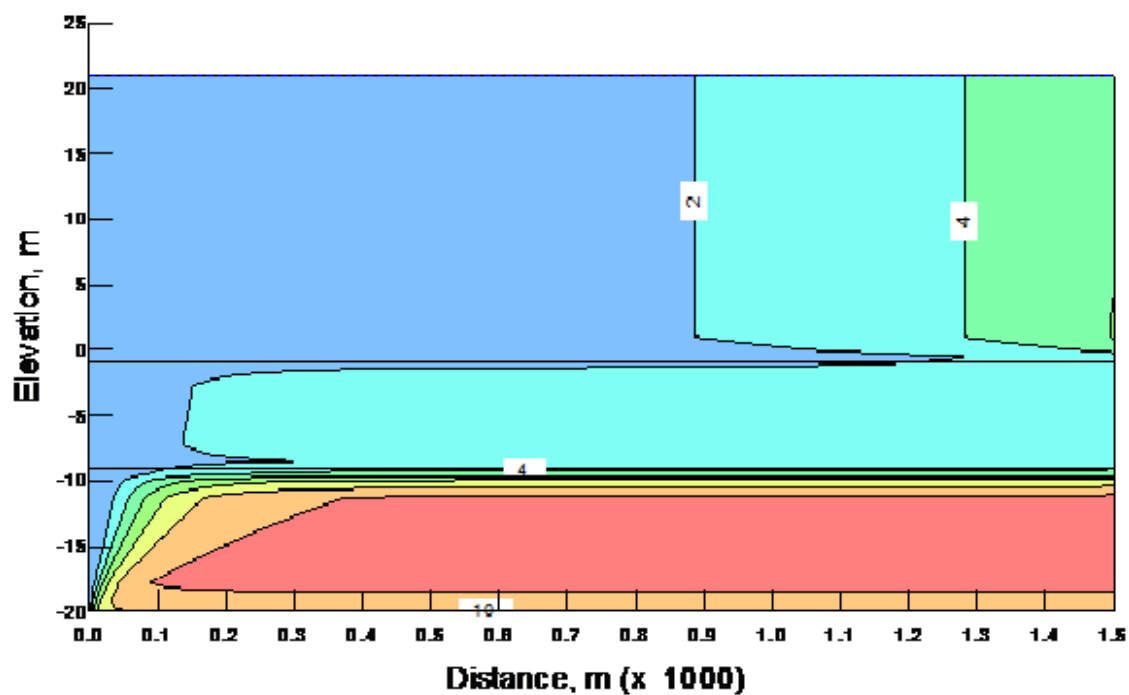


Figure 5.44: Distribution du nombre de Peclet Pe_y (selon l'axe des y)

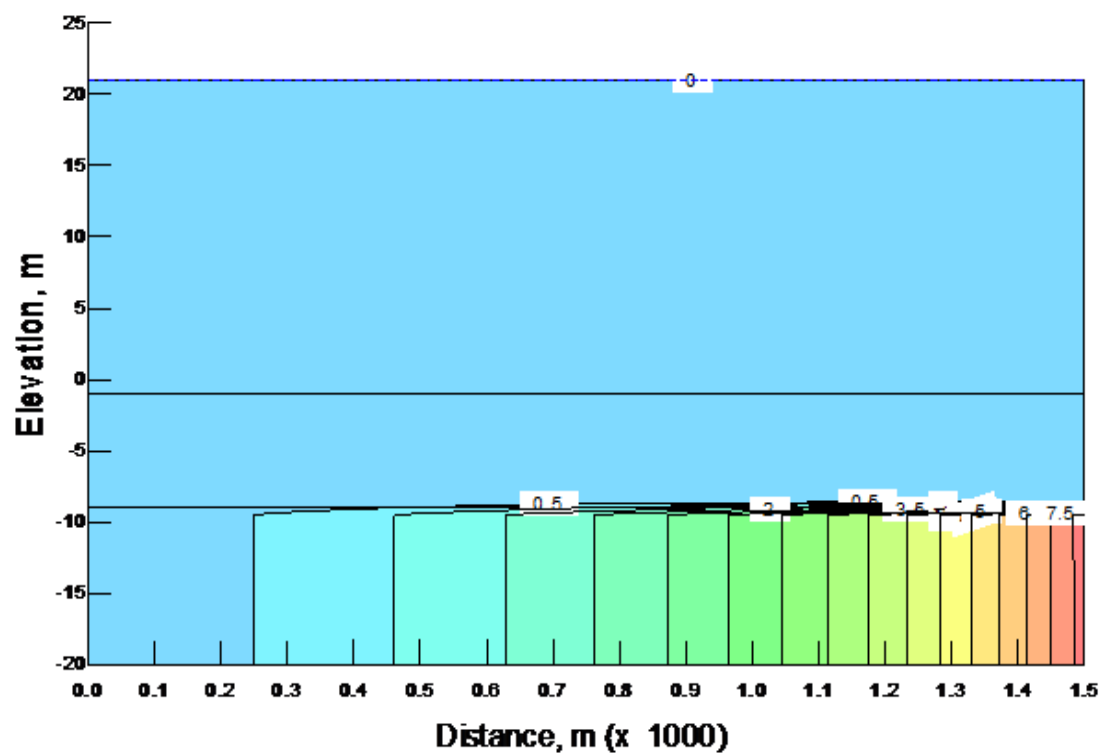


Figure 5.45: Distribution du nombre de Courant C_x (selon l'axe des x)

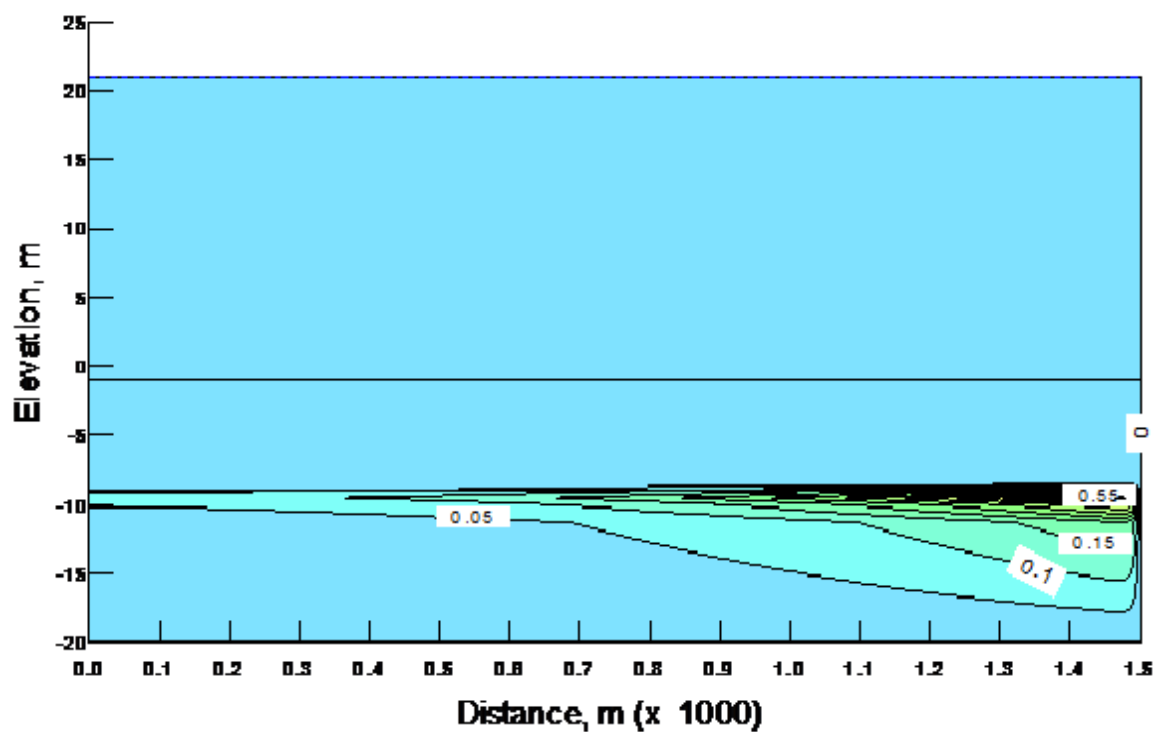


Figure 5.46: Distribution du nombre de Courant C_y (selon l'axe des y)

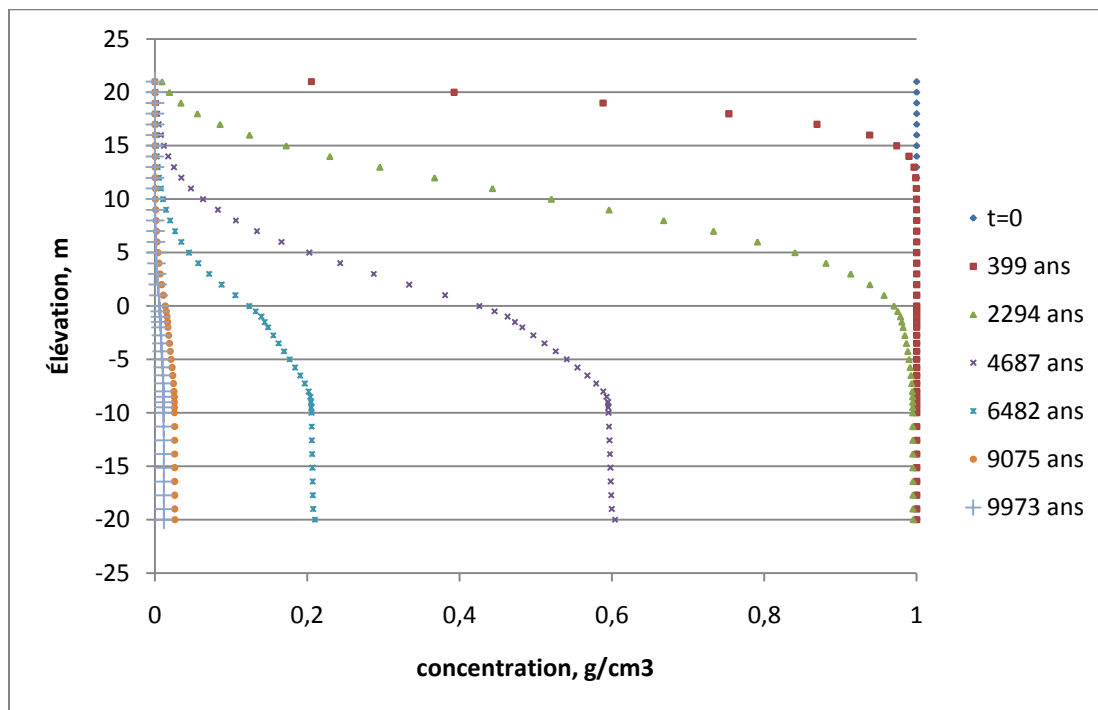


Figure 5.47: Évolution des concentrations des Cl^- avec t à $x=1500\text{m}$ de la rivière

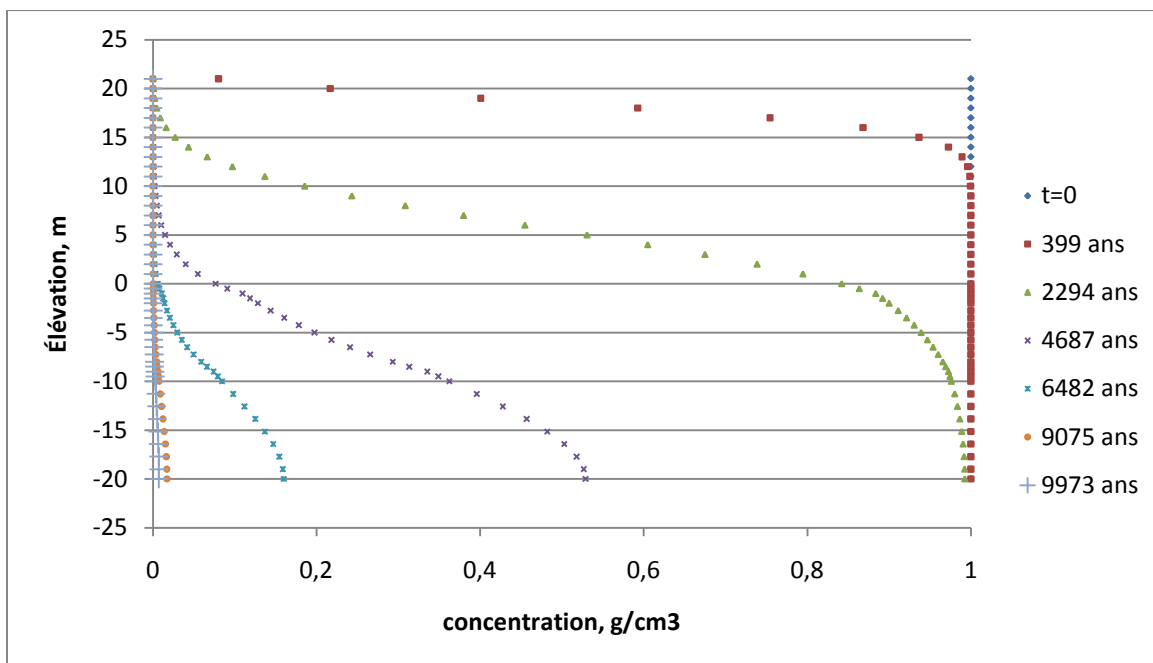


Figure 5.48: Évolution des concentrations des Cl^- avec t à $x=1000\text{m}$ de la rivière

La présence du till et du roc en plus de l'argile dans ce modèle permet de s'approcher des conditions réelles présentes sur le site avant l'érosion. Dans la figure 5.42, on remarque que dans le roc, la concentration diminue en se dirigeant vers la sortie (rivière). Cela peut être expliqué par le fait que dans le roc, le transport des chlorures se fait par advection et donc, les chlorures arrivés de l'argile et du till par percolation quittent plus rapidement le système quand on s'approche de la rivière. Le gradient de concentration est donc perceptible selon l'axe des x dans le roc, donc selon le sens de l'écoulement. Dans l'argile, la variation de la concentration est plus accentuée selon l'axe des y qui est aussi le sens de l'écoulement dans l'argile.

En ce qui concerne les contraintes et notamment le nombre de Peclet et le nombre de Courant, vu les proportions du système (1500 m), on est obligé d'agrandir les éléments pour pouvoir faire la simulation. Garder des éléments de 2m crée une série de problèmes dans le logiciel, car on se rapproche des limites de mémoire. On est donc obligé de mettre des éléments plus grands et donc dépasser les contraintes imposées sur la valeur du nombre de Peclet et du nombre de Courant.

Le nombre de Peclet selon l'axe des x (figure 5.43) et des y (figure 5.44) atteint la valeur de 10 dans l'argile et dans le roc. Par contre pour le nombre de Courant, la contrainte est respectée pour C_y (figure 5.46). Les valeurs du nombre de Peclet (10) et de Courant (7,5) ne sont pas grandes au

point de créer d'importantes oscillations et influencer les résultats : les valeurs obtenues sont acceptables, car les concentrations obtenues restent dans l'intervalle (0;1).

Pour connaître l'influence de la distance L à la rivière, on a scruté l'évolution de la concentration des chlorures à différents temps allant de $t=0$ à 9973 m à deux emplacements: à 1500 m (figure 5.47) et à 1000 m (figure 5.48) de la rivière (point de décharge). Au même temps, la concentration dans le roc est plus élevée quand on s'éloigne de la rivière. Dans l'argile, on remarque que plus on s'approche de la rivière, plus l'argile est lessivée c'est-à-dire que les chlorures quittent plus rapidement l'argile dans les zones proches de la rivière. Cela est expliqué par le fait que les vitesses d'écoulement dans l'argile augmentent quand on se dirige vers la sortie du système ce qui vient encore confirmer le rôle de l'advection dans le transport des chlorures.

Dans le modèle proposé, que l'on se situe dans l'argile, le till ou le roc, la concentration des chlorures avoisine 0 après environ 10000 ans. Cela vient renforcer l'hypothèse qu'on a émise plus tôt et qui stipulait que la période avant érosion n'a pas duré 10000 ans mais elle a duré 6000 ans environ en incluant l'épisode du Lac Lipsilis, car actuellement, la concentration dans le roc près de la rivière n'est pas de 0, mais à environ 20% de la concentration initiale.

La dernière modélisation est faite sur le modèle réaliste actuel, qui prend en compte la topographie de la région et où, et comme on l'aperçoit dans la figure 5.49 ci-dessous, les conditions hydrogéologiques différentes de ce qui a été constaté dans les simulations précédentes. En effet, cette zone, qui se situe entre les forages FP-06-02R et FP-07-04R, est une zone où l'écoulement se fait dans les deux sens dans l'argile : toute goutte d'eau qui s'infiltre dans l'argile entre les points de coordonnées 1000 m et 2500 m (figure 5.49) finit par remonter entre les points 25550 m et 4000 m. Mais, comment ces conditions hydrogéologiques influencent-elles le transport des chlorures ?

La condition initiale pour la modélisation de la migration des chlorures est $C=1$ dans l'argile, le till et le roc, la sortie du système se situe au niveau du till et du roc. Les résultats obtenus sont présentés dans les figures 5.49 à 5.54 ci-dessous.

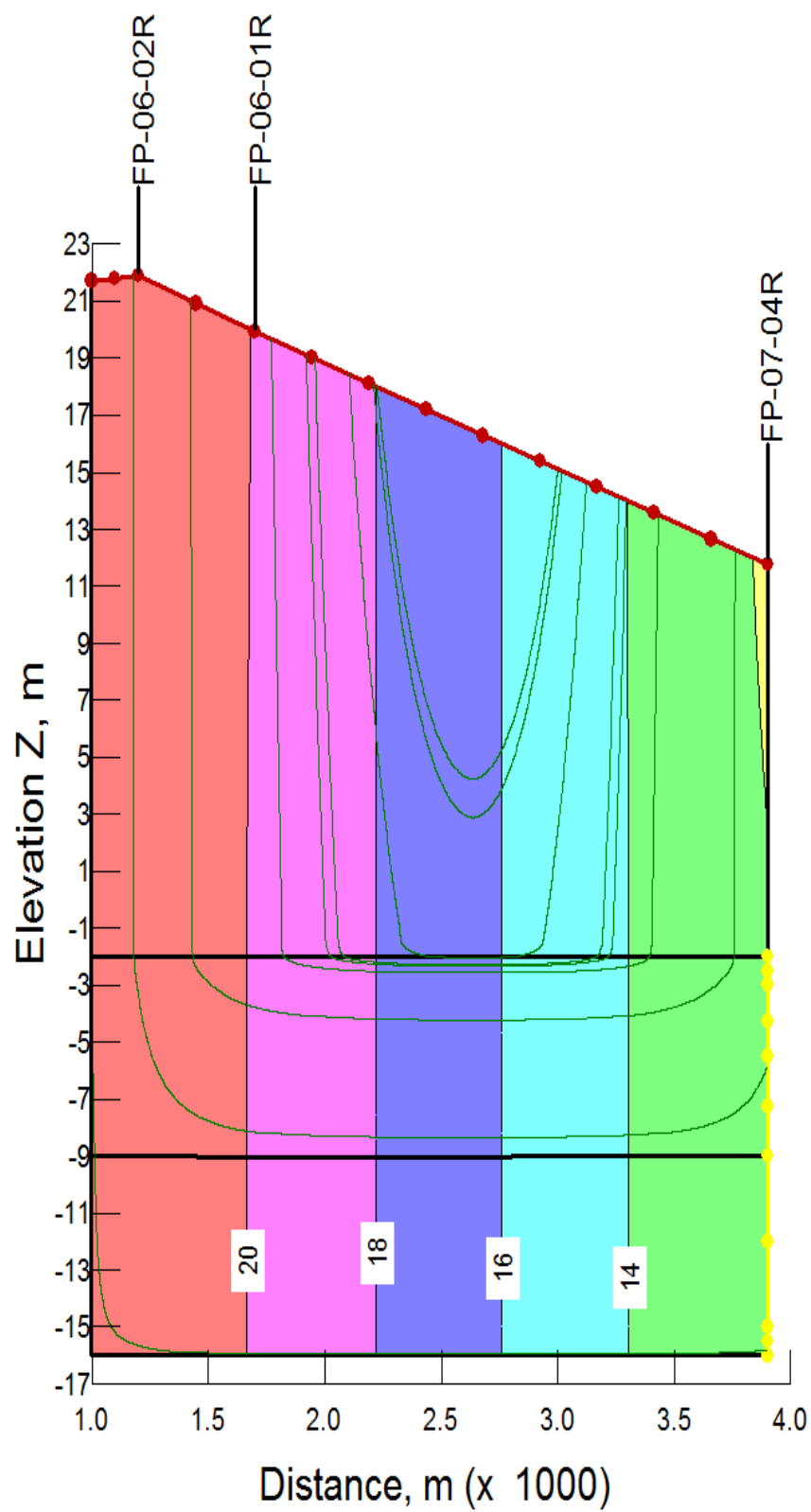


Figure 5.49 : Lignes d'écoulement pour la topographie actuelle

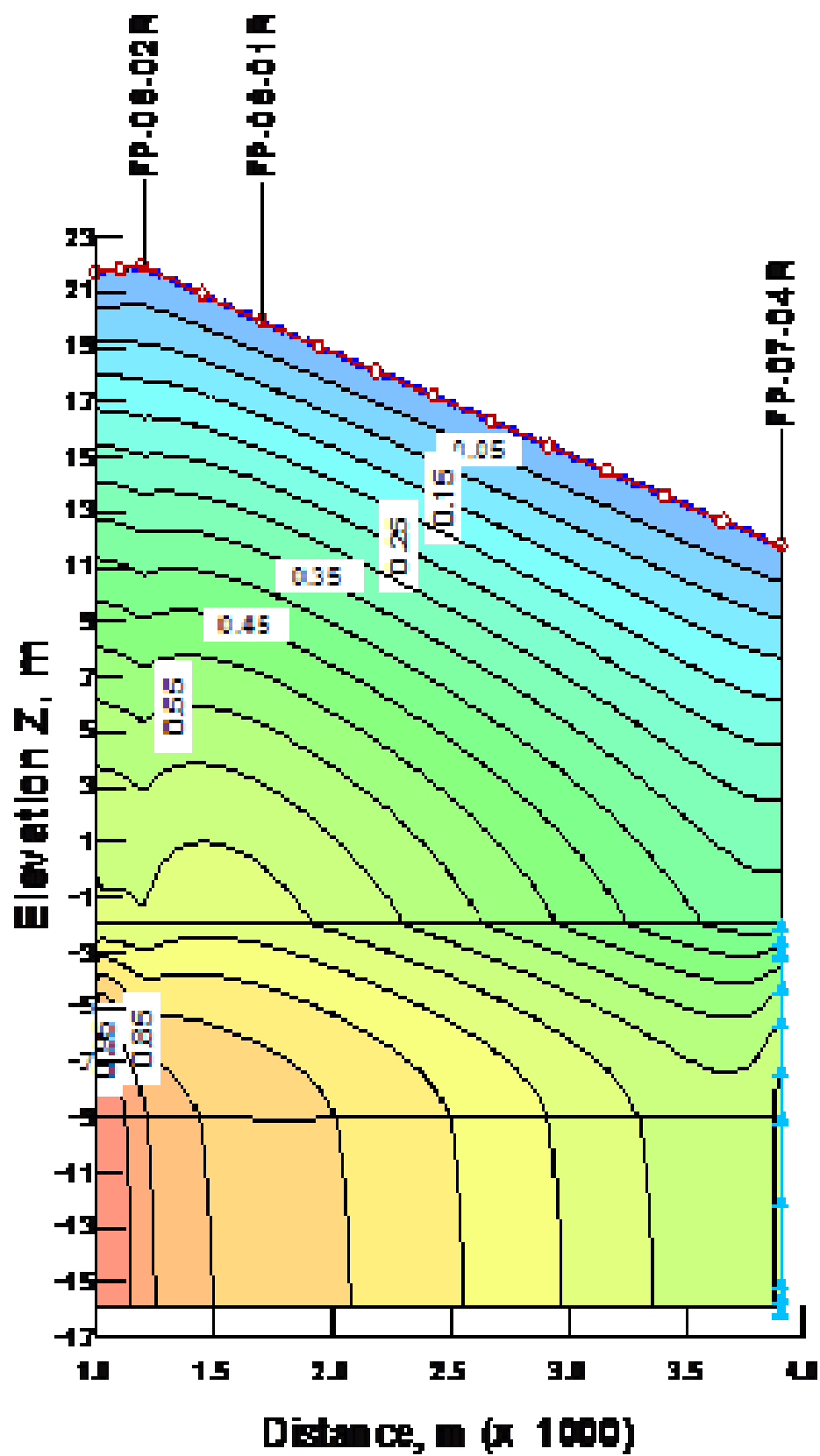


Figure 5.50 : Concentrations des chlorures pour le modèle actuel

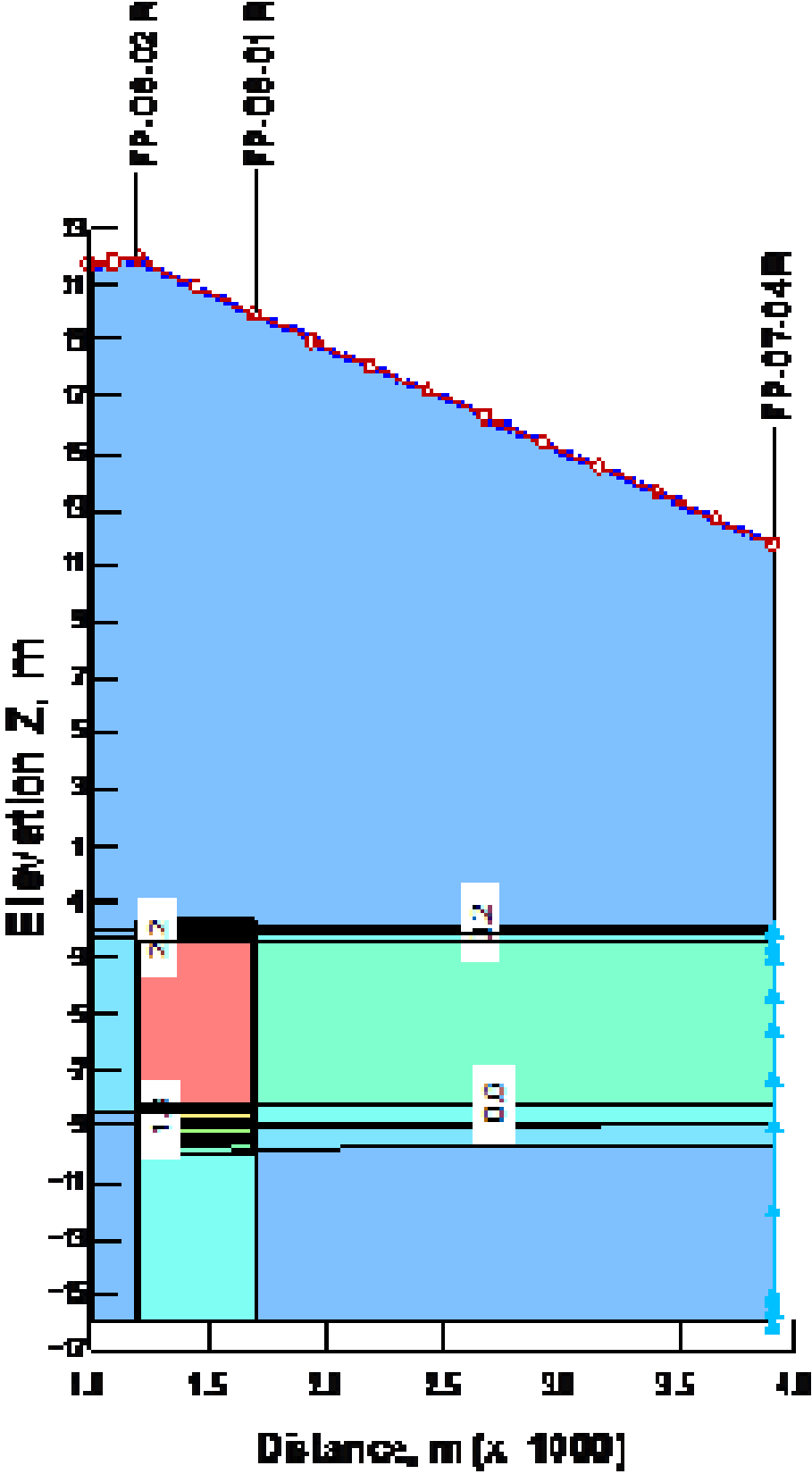


Figure 5.51 : Nombre de Peclet selon x

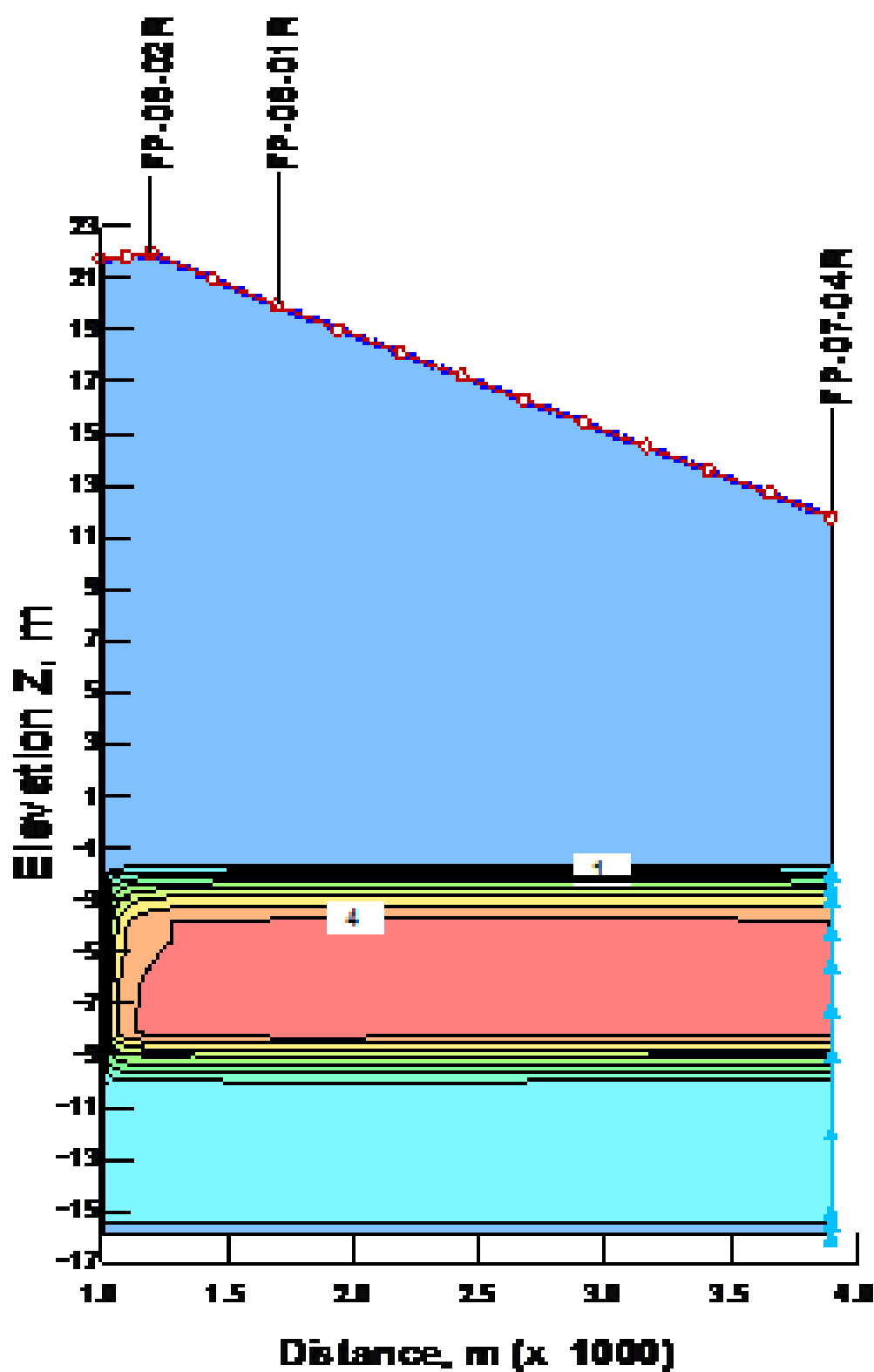


Figure 5.52 : Nombre de Peclet selon y

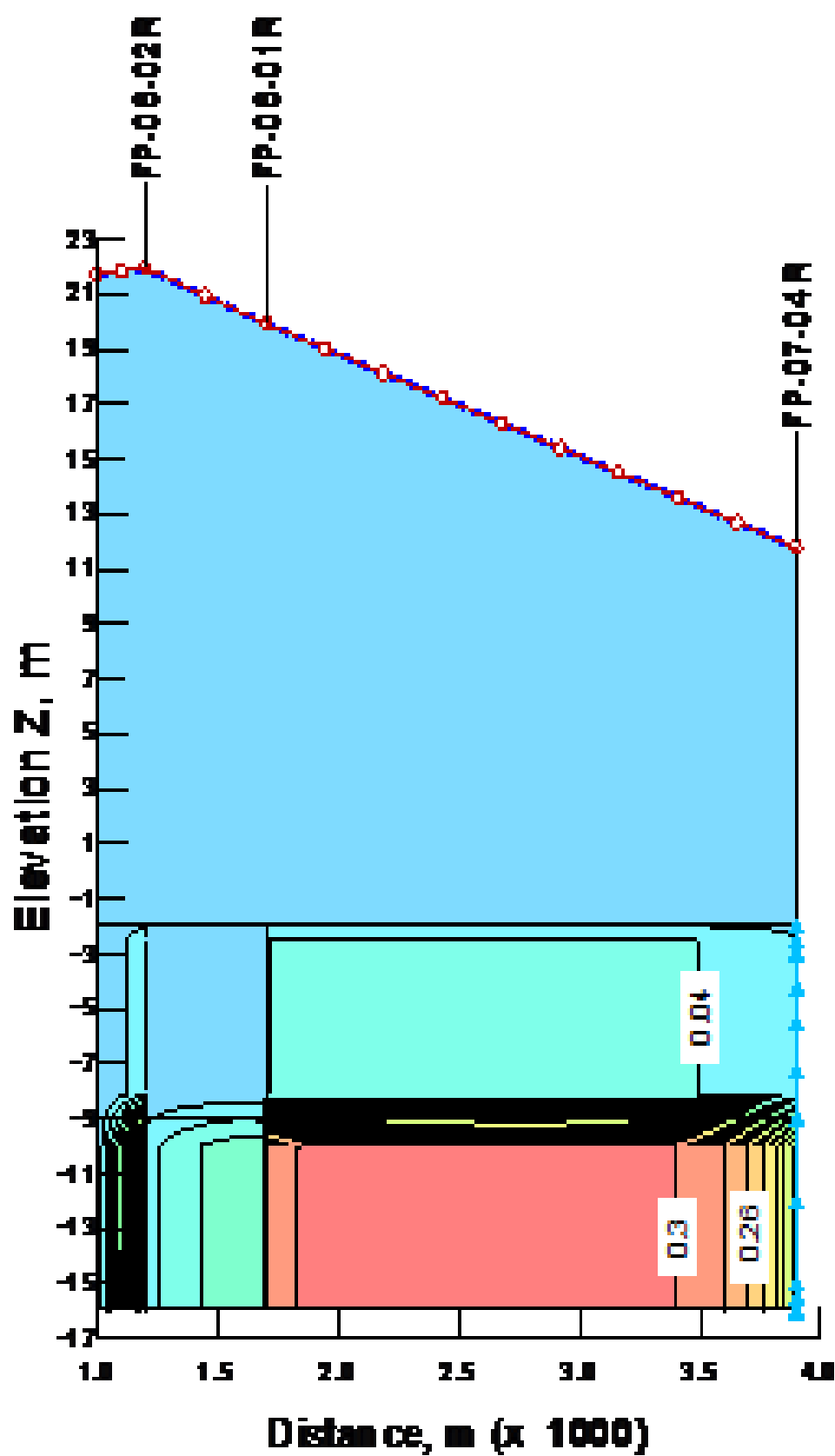


Figure 5.53 : Nombre de Courant selon x

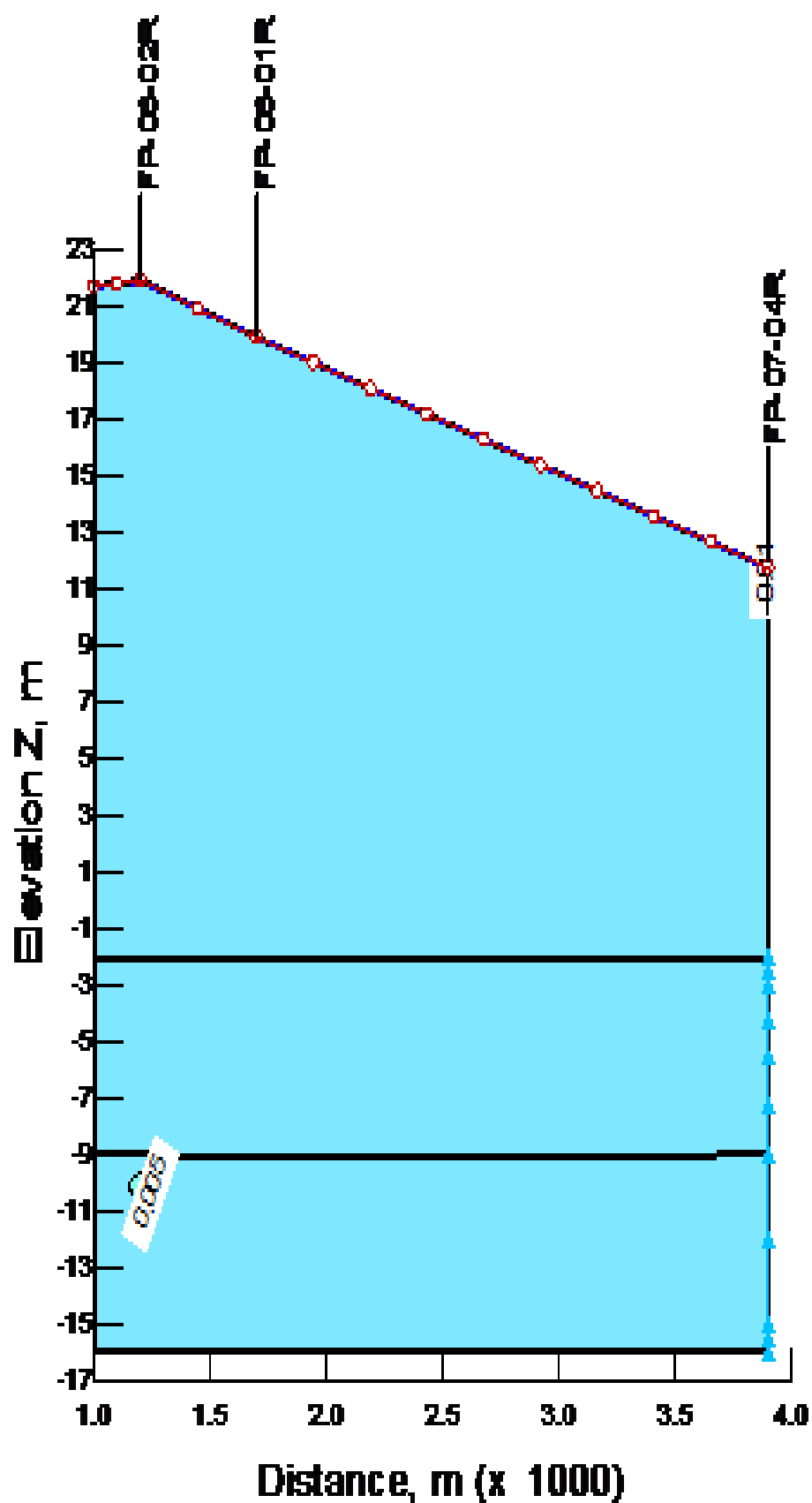


Figure 5.54 : Nombre de Courant selon y

Après une période de 2300 ans, le profil des concentrations obtenu est présenté dans la figure 5.50 ci-dessus.

Dans le roc, on constate que la concentration diminue quand X augmente. Plus on se dirige vers la sortie du système, moins la concentration en chlorures est importante. Dans l'argile, il semble que le sens d'écoulement de l'eau n'influence pas le profil des concentrations. Seule la topographie modifie le profil au niveau du forage FP-06-02R. Donc il apparaît que dans cette zone, la diffusion est le processus de transport dominant dans l'argile. On constate aussi d'après les figures 5.51 à 5.54 que tous que les conditions de stabilité portant sur la le nombre de Peclet et le nombre de Courant sont respectées. En effet, le nombre de Peclet selon x ne dépasse pas la valeur 1,4 alors que dans le sens des y, le nombre de Peclet atteint une valeur maximale de 4 à l'interface till/roc. Pour le nombre de Courant, cette valeur ne dépasse pas 0,22. On remarque aussi sur les figures 5.55 et 5.56 que la proximité de la sortie a une influence sur la concentration des chlorures. Plus on est proche de la sortie moins la concentration dans le roc est importante. Cela a été constaté sur le terrain : la concentration des chlorures dans le roc diminuait au fur et à mesure qu'on se dirigeait vers le Sud et donc vers la rivière des Mille-Îles.

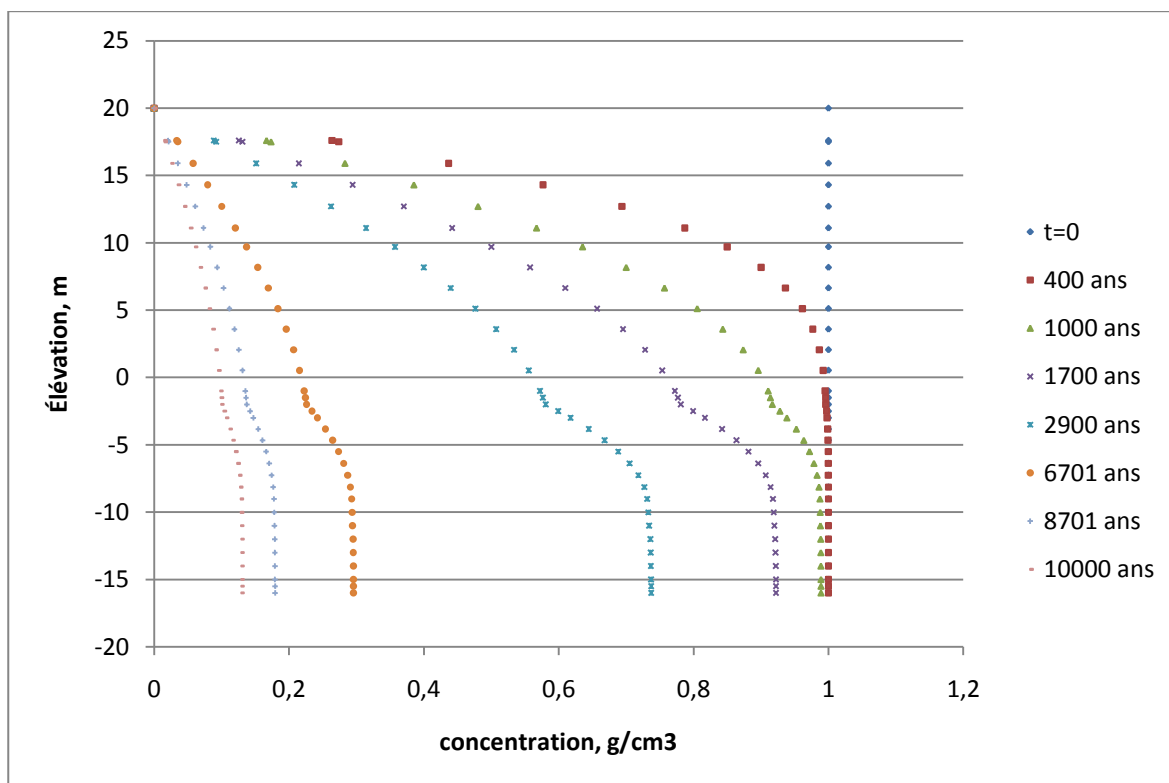


Figure 5.55 : Évolution des concentrations des chlorures avec le temps à x=1500m de la sortie pour le modelé réaliste

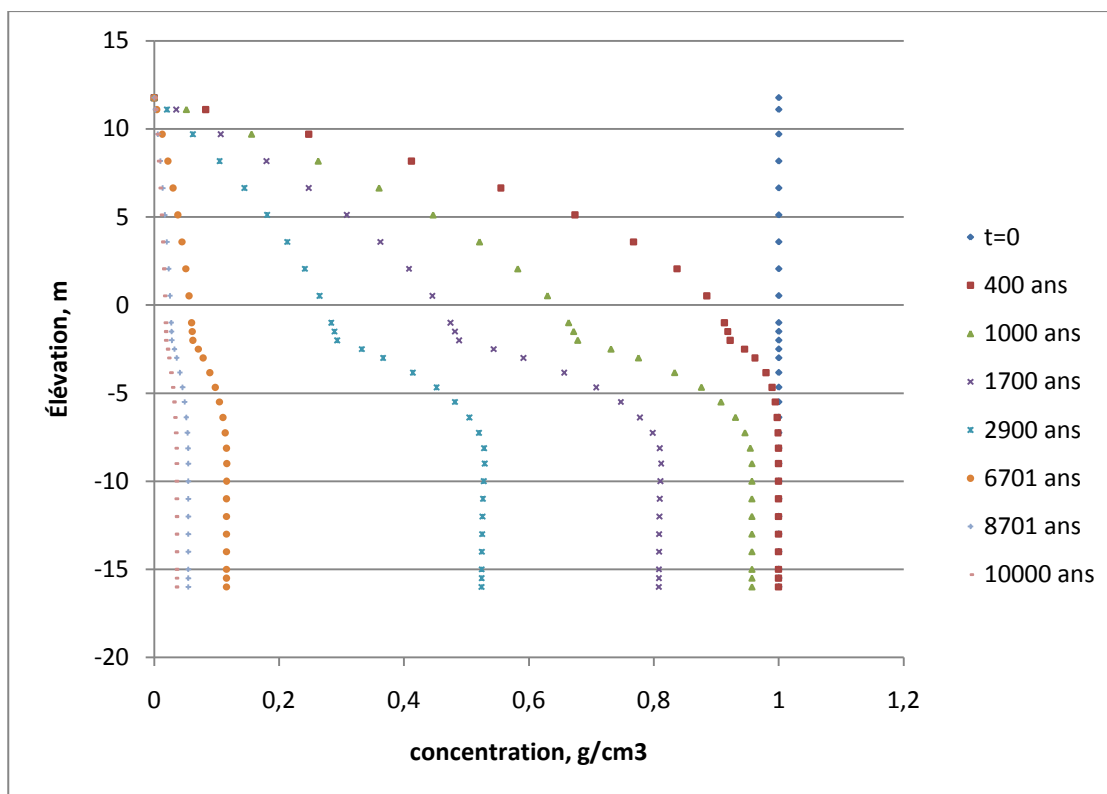


Figure 5.56 : Évolution des concentrations des chlorures avec le temps à $x=1000\text{m}$ de la sortie pour le modelé réaliste

Si on ne prend pas compte la vitesse d'écoulement de l'eau dans l'argile, le till et le roc, donc en ne tenant pas compte l'advection mais seulement la diffusion, on obtient le profil de concentration ci-dessous:

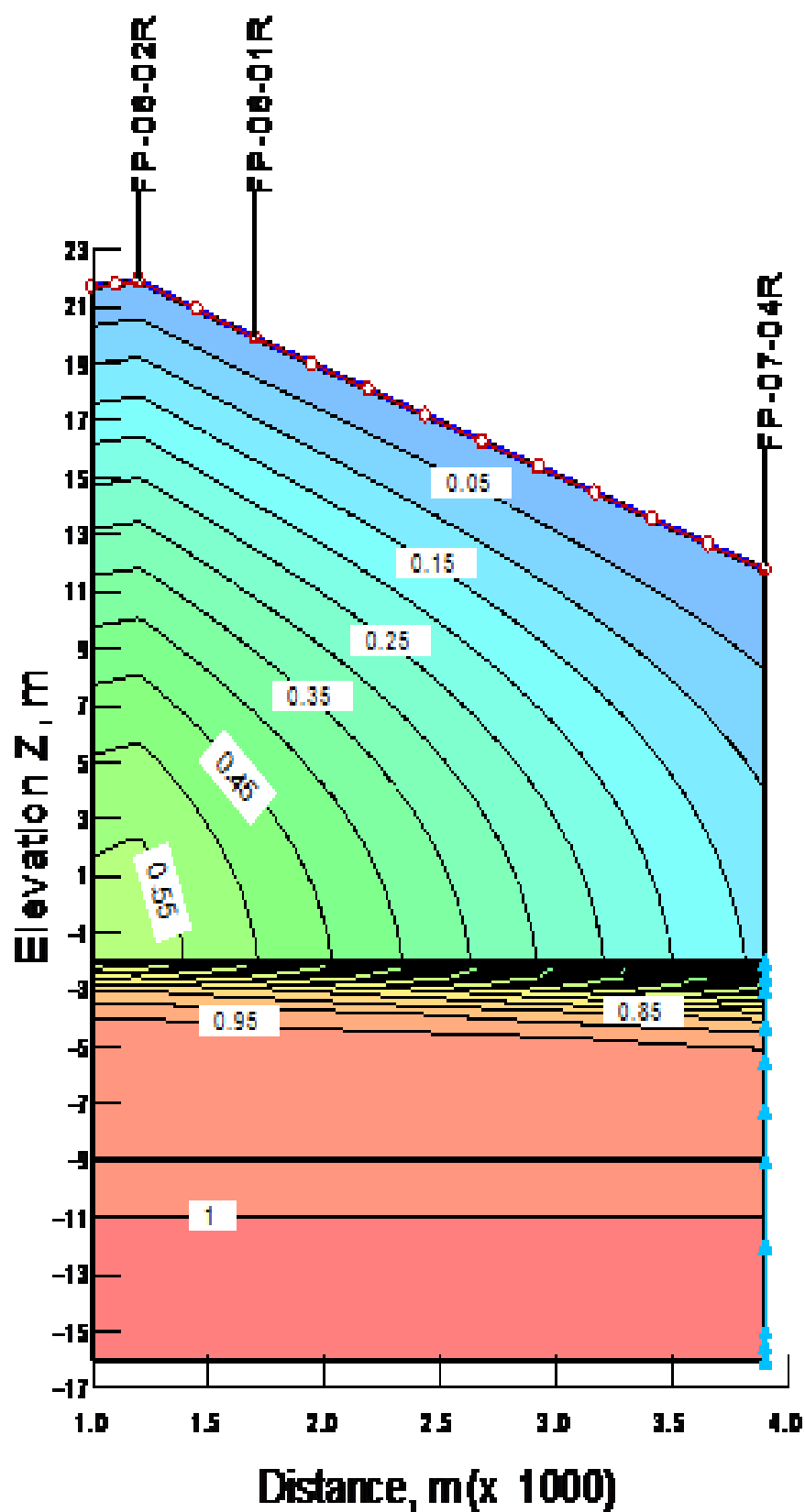


Figure 5.57: Profil des concentrations pour le modèle réel sans prendre en compte l'advection

D'après les résultats de la modélisation, on constate que dans le roc, la concentration reste constante à $C=1$. Ce qui est normal car la vitesse d'écoulement dans le roc est nulle et la diffusion n'est pas importante dans le roc vu le faible coefficient de diffusion. Par contre, dans l'argile, on constate que le processus de diffusion se produit mais est différent de ce qu'on constate dans le modèle qui tient en compte l'advection (figure 5-50).

La simulation de l'évolution des concentrations avec le temps dans les forages du site 02 et 04 est présentée dans les figures 5-58 et 5-59.

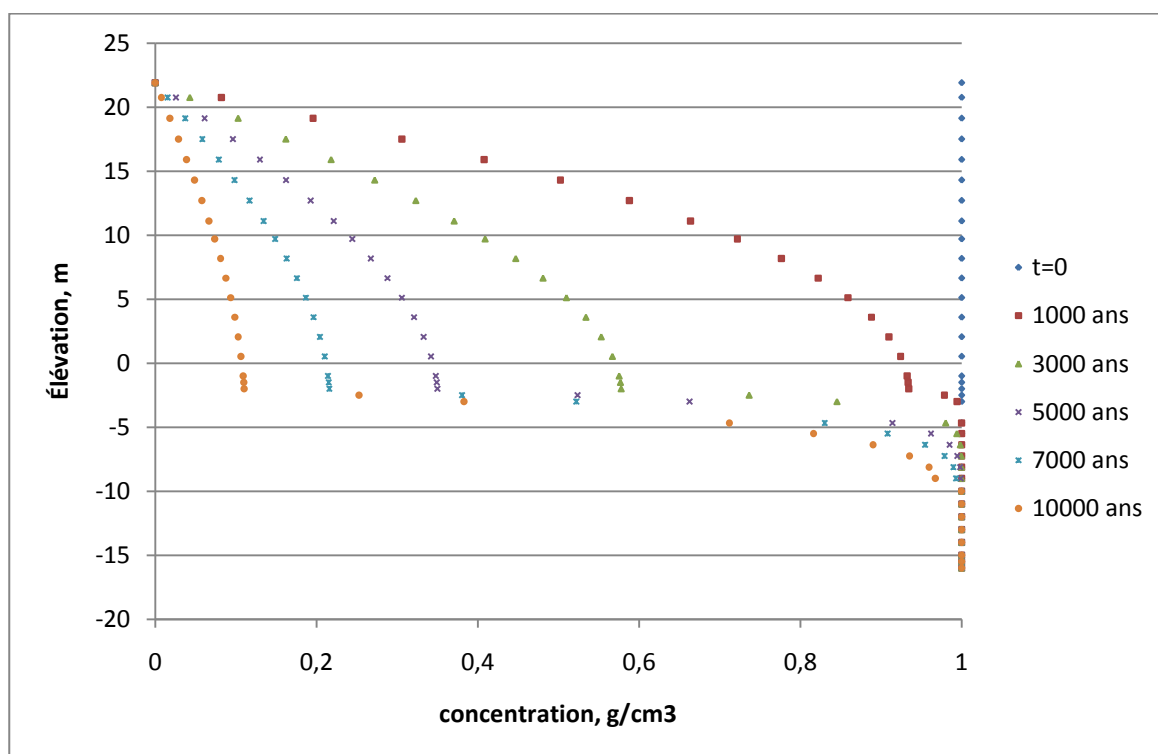


Figure 5.58: Évolution des concentrations des chlorures avec le temps au forage 02R

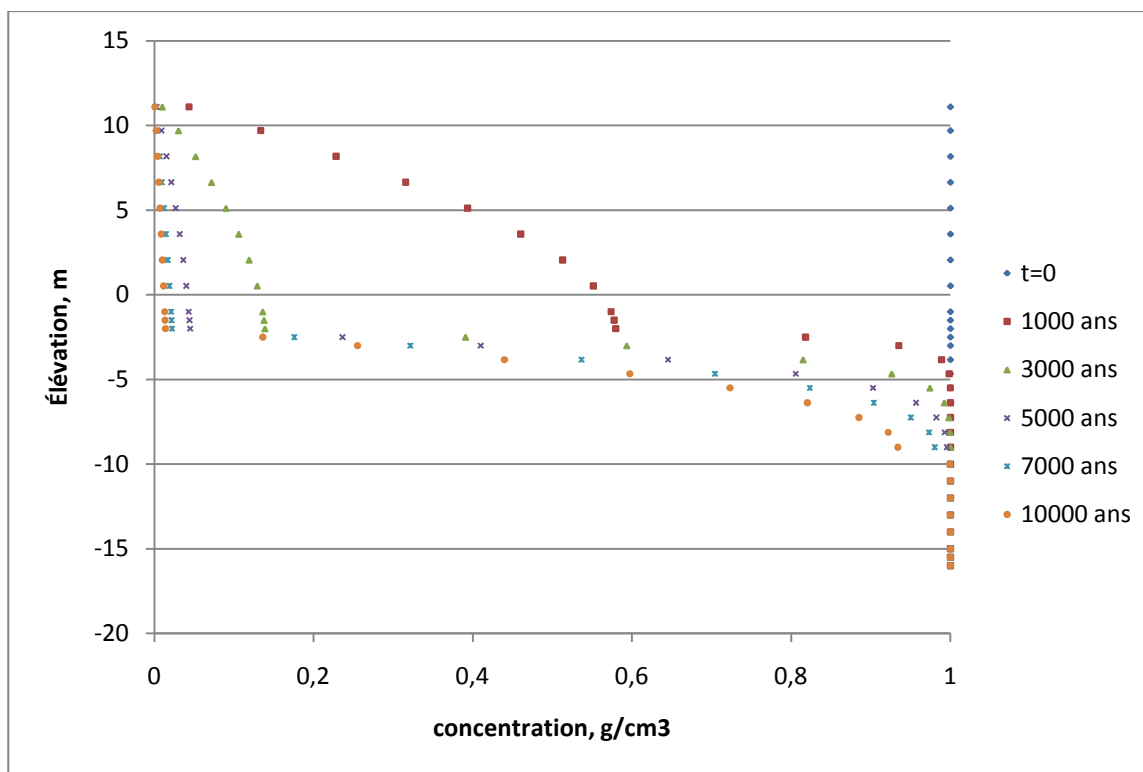


Figure 5.59: Évolution des concentrations des chlorures avec le temps au forge 04R

La concentration des chlorures diminue plus rapidement dans la couche d'argile dans le site 04 en comparant avec le site 02 alors que dans le roc, la concentration reste constante.

La comparaison des profils obtenus avec les deux modèles présentés précédemment (diffusion seulement et diffusion avec advection) et les résultats obtenus in situ (figure 5.60) montre que le modèle qui prend en compte les processus de diffusion et d'advection est le plus adéquat pour décrire les mécanismes permettant le transport des chlorures. En effet, la concentration des chlorures dans le roc est plus élevée que dans l'argile et diminue tout au long du chemin d'écoulement dans le roc. Dans l'argile, on remarque dans la figure (5.60) ci-dessous que les concentrations de l'eau interstitielles sont rapprochées aux mêmes profondeurs d'échantillonnage dans les différents sites. Dans les modélisations numériques, ce constat est fait au niveau du modèle qui prend en compte la diffusion et l'advection. Dans le modèle qui ne prend en compte que la diffusion, la concentration des chlorures diminue quand on se dirige vers le sud (du site 02 vers le site 04).

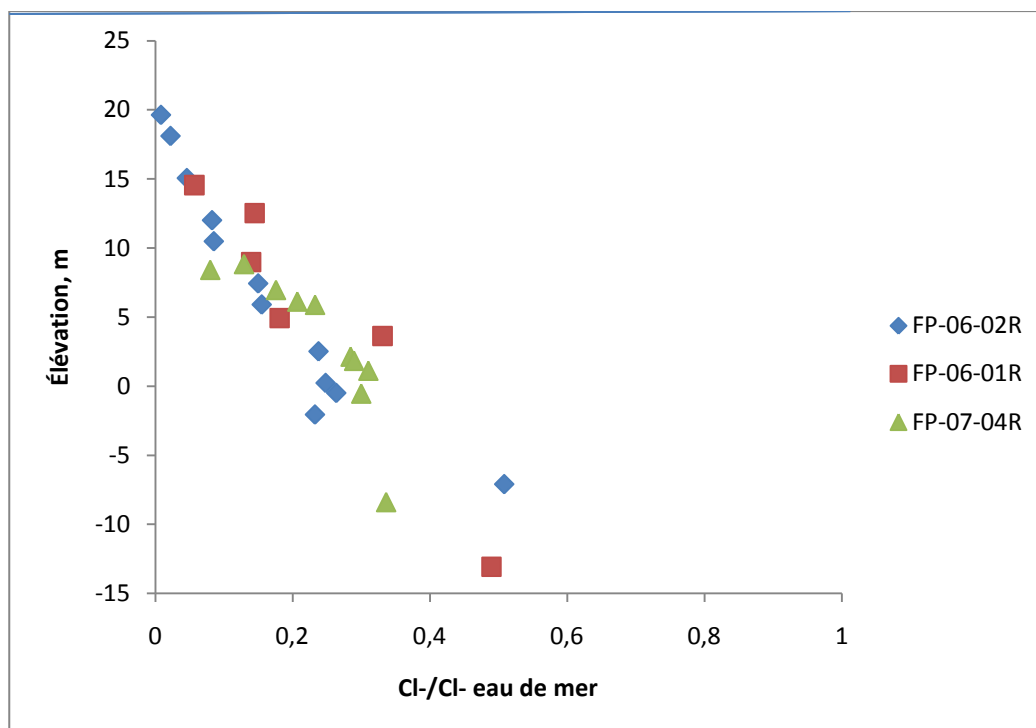


Figure 5.60: Évolution des concentrations des chlorures dans l'argile et le roc par rapport à la profondeur dans les forages FP-06-02R, FP-06-01R et FP-07-04R

Tableau 5.3 : Les différents cas utilisés lors de la modélisation de la migration des chlorures

Dim. du système (m X m)	Matériaux	Gradient/modèle
40 X 22	argile seulement	0,1/simpliste
1000 X 22	argile seulement	0,08/simpliste
1000 X 22	argile seulement	0,08/simpliste
1000 X 22	argile seulement	0,01/simpliste
1500 X 22	argile, till et roc	in situ/simpliste
2500 X 22	argile, till et roc	in situ/réaliste

CHAPITRE 6 SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS

Cette thèse a comme objectif principal d'aider à comprendre les conditions d'écoulement des eaux souterraines dans les argiles Champlain de la région de Lachenaie ainsi que les mouvements des chlorures (Cl^-) dans cette formation géologique.

Comme indiqué dans le chapitre 1, la résolution de la problématique traitée passe par plusieurs étapes et notamment par la caractérisation géotechnique et hydraulique de la couche d'argile, par l'extraction et l'analyse de l'eau interstitielle dans l'argile, l'échantillonnage et l'analyse de l'eau dans le roc et la modélisation numérique. Dans ce dernier chapitre, on tentera d'exposer et d'analyser les principaux résultats obtenus.

6.1 Localisation et géologie

La zone d'étude couvre une superficie d'environ 30 km^2 . Elle inclut l'exploitation de la compagnie BFI-Lachenaie et s'étend au Sud jusqu'à la rivière des Mille-Îles. La géologie de la région est résumée dans l'étude réalisée par Dion (1977) et qui montre la présence d'un socle rocheux composé de roches d'origine sédimentaire, appartenant au groupe d'Utica d'âge ordovicien et composé de shales argileux. Des dépôts meubles se sont ensuite déposés : dans la région de Terrebonne, on retrouve une importante couche d'argile Champlain d'épaisseur variable (15m à 40m dans la zone d'étude) couverte d'une fine couche de sable associé aux hautes terrasses d'origine glaciaire. Les argiles reposent sur une couche de till d'épaisseur variable et qui est essentiellement composée de sables avec des proportions variables de silt.

6.2 Minéralogie et géotechnique

Les argiles Champlain présentes dans la région étudiée ne sont pas des argiles au sens minéralogique mais plutôt d'un point de vue géotechnique. Certains auteurs les assimilent à des farines de roche car elles sont nées à la suite des mouvements des glaciers qui ont mécaniquement brisé les minéraux primaires. L'analyse minéralogique (DRX) effectuée sur sept échantillons provenant de différents forages démontre l'homogénéité de cette dernière non seulement en fonction de la profondeur de l'échantillon testé, mais aussi d'un site à l'autre. Ces argiles sont composées de 60% à 70% de minéraux quartzo-feldspathiques, de 35% de plagioclase (oligoclase) et d'environ 15% de feldspath potassique (microline). Aussi, on

retrouve des phyllosilicates (chlorites à 15% et muscovite à 9%) et des argiles potassiques (illite). Des investigations ont aussi été conduites au niveau du roc. Il contient 30% à 40% de quartz, 10% à 15% de plagioclase albite. Par contre, on note l'absence de feldspath potassique alors que les chlorites sont présentes dans les mêmes proportions que dans les argiles.

L'analyse granulométrique montre que la fraction inférieure à 2 μm dans les argiles Champlain est en moyenne de 63% (varie entre 52% et 73%). Cette valeur est conforme aux valeurs trouvées par Leroueil (1983) pour les argiles Champlain se situant à proximité du Bouclier Canadien. Aussi, on a constaté que cette fraction argileuse varie par rapport de l'élévation +5m. En effet, à des élévations supérieures à cette ligne (+5m), la fraction argileuse inférieure à 2 μm varie entre 68% et 73% alors qu'en dessous de cette dernière, les valeurs varient entre 50% et 60%.

Les limites de liquidité et de plasticité se situent respectivement entre 50% et 75% et 19% et 27% pour la centaine d'échantillons testés. Les limites de liquidité varient aussi par rapport à l'élévation +5m. Ces valeurs sont plus élevées en dessus de cette élévation. La variation des propriétés des argiles (granulométries et limites de liquidité) par rapport à l'élévation 5m confirme ce qui a déjà été avancé par le rapport de GSI Environnement (2003), où il a été constaté la présence de deux couches d'argiles dont les extrémités se situent à l'élévation +5m. Les valeurs des limites d'Atterberg sont caractéristiques des argiles de l'Est du Canada (Leroueil 1983). L'indice de plasticité varie entre 60% et 120% avec une moyenne de 87%. La densité relative des grains quant à elle varie entre 2,7 et 2,8 pour l'ensemble des échantillons.

Les essais de consolidation réalisés sur oedomètres ont montré que les pressions de préconsolidation σ'_p , les rapports de surconsolidation (OCR) et les résistances au cisaillement ne sont pas typiques des argiles Champlain. Les pressions de préconsolidation σ'_p , qui pour la majorité des argiles de l'est du Canada ne dépassent pas les 300 kPa, atteignent jusqu'à 580 kPa dans les argiles testées. Aussi, les résistances au cisaillement et les rapports de surconsolidation (OCR) atteignent respectivement les valeurs de 120 kPa et 10 alors que les OCR des argiles de l'Est du Canada se situent selon Leroueil (1983) entre 1,2 et 1,5. Ces argiles sont donc fortement surconsolidées. Quoique ces pressions de préconsolidation σ'_p soient élevées, ce phénomène n'est pas unique et a déjà été constaté dans l'est du Canada. En effet, Bouchard et al. (1983), Massiera (1969) et Demers et Leroueil (2002) ont constaté des pressions de préconsolidation atteignant 1000 kPa dans la vallée du Saguenay et 500 kPa à proximité du barrage de la rivière des Outardes et à Shawinigan. Certaines études et notamment celles de

Bjerrum (1967), Loisel et al. (1971), Bouchard et al. (1983) et Quigley (1980) ont expliqué ce phénomène par la consolidation secondaire des argiles, la cimentation et les processus physico-chimiques reliés à la salinité élevée de l'eau interstitielle, à l'érosion ou à l'avancée du lobe glaciaire. Toutefois, la théorie de Loisel et al. (1971) peut être discutée dans notre cas car sur le site 08, les faibles salinités (1 g/L) n'a pas empêché de constater une pression de préconsolidation élevée de 410 kPa. Le cas contraire a été constaté à Yamaska et à Louiseville : Lefebvre et Grondin (1978) ont constaté que les argiles étaient normalement consolidées malgré le fait que l'eau interstitielle soit salée (9 g/L). L'érosion d'une couche de sédiments ayant recouvert la couche d'argile reste toutefois une théorie plausible dans la région de Lachenaie car la topographie dans la zone est irrégulière : en effet, l'élévation du terrain varie de plus de 15m sur moins de 4000m ce qui laisse à présager qu'une érosion s'est produite dans la région, mais il reste difficile de déterminer son ampleur et sa durée.

Enfin, les essais œdométriques ont permis de déterminer la porosité des argiles. En effet, sur 80 essais de consolidation, la porosité varie entre 0,45 et 0,66 avec une porosité moyenne d'environ 0,60.

6.3 Conductivité hydraulique des argiles

L'étude des écoulements des eaux dans les argiles passe nécessairement par une connaissance précise des propriétés de la conductivité hydraulique du matériau. Ce paramètre est déterminant quand il s'agit de déterminer les vitesses d'écoulement. Notre souci d'estimer avec précision la conductivité hydraulique de l'argile nous a poussé à réaliser 500 essais de perméabilité à différentes échelles de grandeur et en se servant de différentes méthodes de laboratoire (cellules triaxiales et cellules œdométriques) et de méthodes in situ. L'analyse des résultats obtenus démontre que la conductivité hydraulique moyenne des argiles dans les 9 sites obtenue avec les essais triaxiaux est de $1,81 \cdot 10^{-9}$ m/s, de $6 \cdot 10^{-10}$ m/s avec les essais directs sur œdomètres et $1,67 \cdot 10^{-9}$ m/s avec les méthodes in situ. Il existe donc un effet d'échelle dans l'argile quand il s'agit de déterminer la conductivité hydraulique k dans une argile de Champlain. En effet, et comme démontré par Benabdallah et Chapuis (2007), les essais de perméabilité directs dans des cellules œdométriques sur des échantillons de 20 mm de hauteur sous-estiment la valeur de k . Par contre, les essais en cellules triaxiales (à partir de 8 cm de hauteur) ainsi que les essais in situ (longueur crépignée) donnent des valeurs de conductivité hydraulique k voisines ($1,7 \cdot 10^{-9}$ m/s). Notons que la valeur de k est quasi constante dans les 9 sites investigués et ne varie pas en

fonction de la profondeur. La variation des propriétés géotechniques (sédimentométries et limites de liquidité) par rapport à l'élévation (+5m) n'est donc pas constatée dans le cas de la conductivité hydraulique. Aussi, l'isotropie de la conductivité hydraulique de l'argile de Champlain dans le secteur de Lachenaie a été avérée par Benabdallah (2006).

6.4 Gradients hydrauliques et vitesses d'écoulement

En se basant sur les valeurs moyennes de la conductivité hydraulique, de la porosité de l'argile et des gradients hydrauliques actuels (tableau 6-1) et avant l'érosion (tableau 6-2), relevés sur le terrain et simulés avec Seep/W, on a pu déterminer, avec la relation de Darcy, les vitesses et sens d'écoulement des eaux souterraines dans l'argile.

Le gradient hydraulique vertical dans chaque site a été déterminé, en relevant les charges piézométriques dans les piézomètres installés dans le haut et le bas de la couche d'argile. La porosité ainsi que la conductivité hydraulique ont été déterminées au laboratoire.

En analysant les conditions actuelles sur le site (Tableau 6-1), on constate que la vitesse d'écoulement verticale dans la couche d'argile ainsi que le sens d'écoulement varient d'un site à l'autre. Le gradient hydraulique est élevé à proximité de la rivière où d'une part, la couche d'argile est moins épaisse par rapport aux autres sites et d'autre part, la différence de charges y est importante à cause de la présence de la rivière ainsi que la dénivellation. Si les conditions d'écoulement étaient stables pendant les 10000 dernières années, une goutte d'eau infiltrée par la surface de l'argile aurait parcouru le chemin surface de l'argile/rivière environ 14 fois en traversant respectivement les couches d'argile, de till et roc.

Sur le site 4, le relevé des charges dans l'argile ainsi que le calcul du gradient hydraulique confirme l'écoulement ascendant de l'eau. Néanmoins, la vitesse d'écoulement ne dépasse pas 17 m par 10000 ans. Pour les autres sites, on constate des gradients identiques sur les sites 3 et 1 avec de très faibles vitesses d'écoulement (5 m/10000 ans) alors que sur le site 2, la vitesse est plus grande mais reste toutefois très faible.

Tableau 6.1: Gradients hydrauliques et vitesses d'écoulement dans la couche d'argile pour le modèle actuel

Site	Gradient i	Vitesse d'écoulement		Sens de l'écoulement	Distance de la rivière, m
		cm/an	m/10000 ans		
6	0,2436	2,305	230	vers le bas	100
4	0,0178	0,169	17	vers le haut	3200
1	0,0052	0,050	5	vers le bas	5400
2	0,0294	0,278	28	vers le bas	5900
3	0,0053	0,050	5	vers le bas	7100

La modélisation des écoulements avant l'érosion de l'argile avec le Logiciel Seep/W a permis d'obtenir les résultats présentés dans le tableau 6-2 ci-dessous.

Tableau 6.2: Gradients hydrauliques et vitesses d'écoulement dans l'argile pour le modèle post érosion

Site	Gradient i	Vitesse d'écoulement		Sens de l'écoulement	Distance de la rivière, m
		cm/an	m/10000 ans		
X1	0,700	6,623	662	vers le bas	100
X2	0,110	1,041	104	vers le bas	1000
X3	0,046	0,435	44	vers le bas	1500
X4	0,020	0,189	19	vers le bas	2000

On constate tout d'abord que contrairement à ce qu'on a pu lire dans la revue de littérature, et notamment dans Desaulniers et al. (1980), l'hypothèse de considérer des conditions d'écoulement constantes depuis le dépôt des argiles (10000 ans) ne serait pas valable dans notre cas. En effet, la topographie actuelle de la région a engendré la diminution des vitesses d'écoulement des eaux dans l'argile et une inversion du sens d'écoulement et notamment dans la région du site 4. Cet écoulement ascendant n'a pas été constaté dans le modèle avant érosion. Aussi, on remarque que plus on s'éloigne de la rivière, moins la vitesse d'écoulement est importante ce qui n'est pas le cas dans le modèle représentant les conditions actuelles et où on a constaté que l'effet de la topographie (sites 1, 2 et 3) influence plus la vitesse d'écoulement que la proximité de la zone de décharge.

Enfin, le point commun entre les deux cas (avant et après érosion) réside dans le fait que l'écoulement dans la couche d'argile est très lent. En effet, à l'exception des zones se situant à quelques dizaines de mètres de la zone de décharge, les écoulements sont très lents dans la couche d'argile. Par contre, un écoulement est constaté pour tous les gradients allant de 0,005 à 0,7 ce qui vient encore démentir l'hypothèse de gradient critique ou seuil émise dans les années 1980 par certains auteurs et notamment par Tavenas et al. (1983) qui, pour des argiles de Matagami ont supposé un gradient seuil de 0.07.

6.5 Échantillons d'eau souterraine circulant dans l'argile et le roc

Afin de pouvoir tracer le profil des concentrations des différents ions majeurs dans la couche d'argile et connaître leur concentration dans le roc, il est nécessaire de réaliser des analyses chimiques d'échantillons d'eau provenant de ces formations à diverses profondeurs. Ces échantillons d'eau doivent être représentatifs du milieu dont ils proviennent et leurs propriétés ne doivent être altérées par aucun facteur relié à la méthodologie d'échantillonnage.

Dans l'argile, l'échantillonnage de l'eau dans les piézomètres n'est pas recommandé, voire déconseillé. D'une part, on a relevé plusieurs problèmes reliés à l'échantillonnage de l'eau dans les piézomètres dans l'argile, d'autre part, il est antiéconomique de placer des piézomètres tous les mètres en allant de la surface au fond de la couche d'argile quand l'épaisseur de cette dernière atteint 20 m par exemple.

L'échantillonnage de l'eau dans la couche d'argile ne permet pas d'obtenir des échantillons d'eau représentatifs du milieu. Tout d'abord, la faible conductivité hydraulique des argiles (10^{-9} m/s) fait que le renouvellement et la circulation de l'eau dans les piézomètres sont très lents. Cela rend d'une part les quantités d'eau disponibles peu abondantes surtout qu'on évite d'assécher les piézomètres pour ne pas fracturer l'argile, d'autre part, cela nécessite beaucoup de temps pour pouvoir obtenir des volumes d'eau à échantillonner.

Avant d'échantillonner l'eau souterraine, il est impératif que certains paramètres et notamment, le pH, la conductivité électrique (salinité) et température soient stables et constants dans toute la colonne d'eau dans le piézomètre. Vu que l'eau se régénère très lentement, ces paramètres sont variables dans la colonne d'eau surtout quand la salinité des eaux est élevée. En effet, grâce à une sonde (pH, salinité et température), on a suivi l'évolution de ces trois paramètres par rapport à la profondeur de l'eau dans le piézomètre. Les résultats sont concluants : la salinité et

le pH augmentent d'une manière importante à l'approche de la crépine. Par contre, la température finit par se stabiliser après environ 1m de profondeur dans la colonne d'eau, mais cela est dû au fait que les essais ont été effectués au mois d'Avril, il est donc normal que l'eau à la surface soit moins élevée que dans le reste de la colonne d'eau. L'augmentation de la salinité et du pH à l'approche de la zone crépinée dans des eaux aussi salées que les eaux dans l'argile Champlain de la région de Lachenaie est expliquée par la possible diffusion des sels de l'argile vers l'eau de la crépine et du tuyau, ainsi qu'une précipitation des sels vers le bas du tuyau par exclusion des sels pendant le gel ou par différence de densité.

Pour toutes ces raisons, on déconseille fortement l'échantillonnage direct dans les piézomètres installés dans la couche d'argile et on recommande de recueillir des échantillons d'eau par extraction à partir d'échantillons d'argile intacte.

Peu de méthodes documentées et normalisées existent concernant l'extraction d'eau interstitielle d'argiles. Pour cela, on a dû développer nos propres dispositifs d'extraction. Le premier dispositif, dit à ``basses pressions``, utilise des pressions d'extraction allant de 20kPa à 700 kPa. Le second dit à `` haute pression`` permet d'appliquer des pressions allant de 850 kPa à 30 MPa.

La mise au point de ces deux dispositifs a permis de constater que jusqu'à 800 kPa, la pression d'extraction n'influence pas la chimie de l'eau extraite. À partir de cette pression, on constate que mis à part pour les chlorures, la concentration de tous les autres ions ainsi que le pH de l'eau changent avec la pression. Cela peut avoir différentes explications : Les conditions thermodynamiques peuvent changer. Aussi, dans le dispositif à haute pression, on manipule une argile remaniée: cela engendre la destruction de liaisons et la création de nouvelles ce qui peut aussi expliquer le changement de la chimie de l'eau. Enfin, la consolidation de l'argile engendre la diminution de la porosité. On peut donc présumer que certains ions, et notamment ceux avec des grands rayons ioniques, ont moins de mobilité que pendant la phase post consolidation. La consolidation engendre aussi une cémentation qui peut aussi être responsable de ces variations de concentration avec la pression d'extraction.

On a donc utilisé le dispositif à ``basses pressions`` avec une pression d'extraction maximale de 800 kPa. La procédure de préparation de l'échantillon et l'extraction peut être résumée de la manière suivante:

- Un échantillon d'argile d'une longueur variant entre 18 cm et 23 cm est utilisé afin d'obtenir un échantillon d'eau d'environ 100 mL. Ce volume est le minimum nécessaire pour

réaliser l'ensemble des analyses soit les analyses des ions majeurs, des isotopes deutérium, ^{18}O et carbone 14.

- Le cylindre d'argile est déposé sur une surface préalablement nettoyée et est coupé avec un fil (désinfecté) en acier en tranches d'environ 1 cm d'épaisseur.
- Pendant toutes ces étapes, le manipulateur doit porter des gants et éviter de contaminer l'échantillon d'argile
- Sur une cellule d'extraction dont toutes les composantes ont été nettoyées, on empile les tranches d'argile (figure 3.7) préalablement découpées en les séparant par un papier filtre dont le diamètre est égal au diamètre de la tranche d'argile. Deux papiers filtres sont aussi placés aux deux extrémités de l'échantillon. Ces papiers filtres qui séparent les tranches serviront, une fois la pression exercée, à drainer verticalement l'eau expulsée par chaque échantillon.
- Une fois que toutes les tranches d'argile ainsi que les papiers filtres ont été agencés et placés, on enveloppe le cylindre d'argile dans une feuille de papier filtre. Cette dernière permettra de drainer les eaux interstitielles vers le bas de l'extracteur et donc vers la sortie.
- L'ensemble est ensuite inséré dans une membrane dont la longueur est supérieure de 4 à 5cm à la longueur de l'échantillon d'argile. Ce surplus permettra de placer les joints (o-rings) pour fixer la membrane sur la tête et la base de la cellule et empêcher alors le passage de l'eau dans la cellule d'extraction à l'échantillon.
- La cellule est ensuite fermée, remplie d'eau et le connecteur de pression est placé.
- Enfin, on exerce des paliers de pression commençant à 40 kPa et augmentant de 20 kPa toutes les 2 hr jusqu'à une pression de 150 kPa. Ensuite, on augmente la pression par paliers de 100kPa toutes les 24 hr jusqu'à la pression maximale de 800 kPa. On augmente la pression par paliers afin d'éviter de provoquer une érosion interne de l'argile.
- Notons que la sortie est connectée à une éprouvette en verre stérilisé et mise sous vide avec un tube et une seringue.
- Aussi, les premiers 10 mL d'eau interstitielle récupérés ne sont pas utilisés pour les analyses.

Dans le roc, l'échantillonnage de l'eau souterraine se fait directement dans les piézomètres. Une fois purgés, le suivi de l'évolution du pH et de la salinité dans la colonne d'eau dans le

piézomètre a démontré que ces derniers ne variaient pas avec la profondeur d'eau. Les mêmes valeurs sont constatées près de la surface de l'eau et dans la crépine. La norme ASTM D 6771 donne un descriptif détaillé de la méthode de purge suivie dans ce projet. On va toutefois présenter un certain nombre de recommandations et de constats observés lors de nos campagnes d'échantillonnage.

L'objectif de la purge est d'obtenir un échantillon d'eau souterraine dont les caractéristiques sont identiques à l'eau souterraine circulant dans le roc. L'eau échantillonnée ne doit en aucun cas être altérée par des facteurs causés par les opérations de forage ou par l'installation des piézomètres. Parmi ces facteurs figurent l'augmentation du pH de l'eau provoqué par le contact de l'eau avec le ciment échappé pendant la construction du piézomètre, l'apparition de métaux dont l'origine provient de la bentonite ayant servi au scellement du piézomètre ou une augmentation de la turbidité causée par la nature même de l'argile.

On suppose tout d'abord que le nettoyage des piézomètres, ainsi que le développement de ces derniers ont été correctement effectués. Cela est nécessaire afin d'extraire toute l'eau de forage ainsi que les particules en suspension dont l'origine est autre que la formation géologique à échantillonner. Par exemple, on peut rencontrer des particules d'argile qui se sont déposées au fond du piézomètre à la suite des opérations de forage. Aussi, on considère que le scellement du piézomètre empêche toute infiltration d'eaux à partir de la surface ou des formations géologiques adjacentes.

Les recommandations émises à la suite des divers travaux de terrain sont :

- Utiliser un tubage dédié à chaque puits pour la purge et l'échantillonnage. Cela diminue considérablement les risques de contamination.
- Éviter d'utiliser des ``bailers`` ou des pompes à vessie pour ne pas perturber l'équilibre dans la colonne d'eau dans le piézomètre et augmenter la turbidité dans la colonne d'eau dans le piézomètre. La filtration de l'eau pour enlever la turbidité peut altérer la chimie de l'eau (Puls et al. 1992; Heidlauf et Bartlett, 1993). On recommande l'usage d'une pompe péristaltique. Le plus gros atout de ce type de pompe est que le seul élément de la pompe en contact avec le produit pompé est l'intérieur du tube. Ce qui permet de déplacer l'eau sans risque de contamination en plus de la grande précision de débit qu'on peut obtenir.
- La pompe utilisée doit être capable de fournir des débits constants et faibles (souvent inférieur à 1L/min)

- La connaissance des caractéristiques du forage et des piézomètres est cruciale. Des informations telles que la profondeur et la longueur de la crépine sont importantes.
- Le tube de purge/d'échantillonnage doit être placé au niveau de la crépine (idéalement au centre). L'eau circule et se renouvelle au niveau de la crépine alors qu'en dessus de cette dernière, l'eau a tendance à se renouveler moins rapidement.
- Le débit de pompage doit être maintenu pendant toute la durée de la purge et de l'échantillonnage inférieur à la recharge naturelle afin de minimiser le rabattement de la nappe.
- Le suivi de l'évolution du niveau d'eau en continu pendant la purge pour s'assurer d'avoir un rabattement minimal de la nappe.
- La purge est nécessaire avant tout échantillonnage d'eau souterraine.
- Il n'y a pas de volumes d'eau recommandé à extraire pour purger un piézomètre. Cela dépend de la conductivité hydraulique, du degré de fracture du roc, du volume d'eau injecté pendant le forage,...
- La stabilisation des paramètres pH, conductivité électrique (salinité), température et oxygène dissous est le seul indicateur qui permet de conclure que le piézomètre est suffisamment purgé.
- Dans les zones froides, il est préférable d'éviter les périodes de gel et de dégel pour purger et échantillonner les eaux souterraines.
- Il serait recommandé de suivre aussi l'évolution de l'oxygène dissout en plus du pH, de la température et de la conductivité hydraulique. La concentration en oxygène dissous est un paramètre essentiel dans le maintien de la vie, et donc dans les phénomènes de dégradation de la matière organique et de la photosynthèse. L'oxygène dissous est donc un paramètre utile dans le diagnostic biologique du milieu.

Les avantages de la micropurge sont multiples: au niveau du piézomètre, l'intégrité des matériaux filtrants ainsi que le scellement du piézomètre sont conservés. On minimise aussi le mouvement des sédiments dans le piézomètre ce qui, à long terme, réduit le besoin de maintenance. Concernant la qualité de l'eau, cette dernière est améliorée avec la micropurge, car la turbidité est réduite. Le dégazage et la volatilisation sont aussi minimisés.

6.6 Chimie de l'eau souterraine

Les analyses chimiques réalisées sur les eaux interstitielles dans l'argile et dans le roc permettent de penser que depuis les 10000 dernières années, c'est-à-dire depuis le dépôt des argiles Champlain, il y a eu une évolution de la chimie de l'eau à travers la couche d'argile. En effet, les faciès obtenus avec le diagramme de Piper montrent que les eaux souterraines présentes dans le roc, sont de type Na-Cl alors qu'à la surface de l'argile, l'eau est de type ``ions mixtes- HCO_3^- `` sauf dans les sites les plus lessivés (mince couche d'argile) dont notamment le site 8, où il y a présence d'une eau de type Ca-HCO_3 . Dans le roc, le faciès de l'eau se rapproche du pôle caractéristique des eaux de la Mer Champlain, présentes pendant le dépôt des argiles. Cette évolution montre qu'il n'y a pas eu juste dilution des eaux de mer, mais qu'il y a eu plusieurs processus qui ont intervenus: on penserait notamment à la diffusion moléculaire et à des réactions redox et pas seulement l'advection.

Les profils de concentrations des ions majeurs dans l'argile et dans le roc montrent clairement que les concentrations des ions Na^+ , Cl^- augmentent considérablement en fonction de la profondeur et continuent à augmenter dans l'eau dans le roc où on retrouve des concentrations se situant entre 35% et 50% dans les sites dont la couche d'argile est épaisse et entre 10% et 20% dans les sites où l'argile a été lessivée par l'apport de l'eau douce infiltrée par la surface. Le rapport Cl/Na reste constant dans toutes les eaux analysées qu'elles proviennent des piézomètres dans le roc ou de l'eau interstitielle d'argile. Il est proche du ratio 1.2 trouvé dans l'eau de mer. Cela laisse à penser qu'une partie de l'eau interstitielle dans l'argile et l'eau dans le roc proviendrait de l'eau salée de la mer de Champlain.

Un autre indice qui confirme la présence d'eaux d'origines marines est les teneurs en ions iodures et bromures dans les eaux échantillonnées. L'iode entre dans l'atmosphère via l'évaporation de l'eau de mer et est distribué à la surface du globe par l'eau de pluie. La concentration des iodures augmente aussi avec la profondeur de l'argile et dans le roc. Cela laisse penser que les eaux de pluie s'infiltrant par la surface diluent les concentrations d'iodures dans les horizons superficiels de l'argile.

Un dernier outil qui permet cette fois de confirmer l'origine marine des eaux interstitielles dans l'argile et dans le roc est le rapport Br/Cl . Ces deux ions étant non réactifs, ils ne se sont pas altérés par les diverses réactions produites depuis 10000 ans. Le ratio Br/Cl dans les eaux analysées, proche du ratio dans les eaux de mer, permet d'écarter l'hypothèse que les chlorures

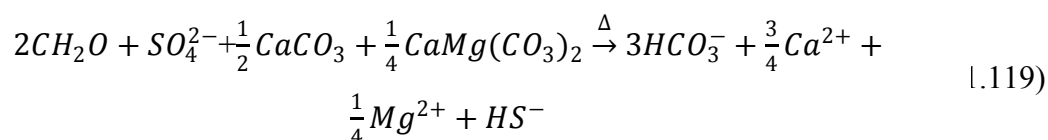
proviennent de la dissolution d'halites. Les seules sources possibles sont l'eau de mer ou l'eau de pluie infiltrée dans le sol. Pour les ions Mg^{2+} et K^+ , la concentration augmente avec la profondeur dans l'argile. Par contre, elle diminue dans le roc.

L'objectif principal du projet étant d'expliquer les mouvements des chlorures depuis la formation des argiles et le retrait de la mer Champlain il y a de cela 10000 ans BP, il faut donc donner une chronologie des événements et processus ayant eu lieu durant toute cette période.

Juste après le retrait de la mer Champlain, la région a été envahie par le lac Lampsilis, un grand lac d'eau douce (Elson 1988), qui a persisté pendant environ 3000 ans. La présence de cette masse d'eau douce à la surface de la couche d'argile a d'une part enclenché le processus de diffusion des ions depuis la couche d'argile vers la surface, et donc vers les eaux douces du lac. D'autre part, et selon le sens du gradient hydraulique présent à l'époque, et qu'on ne peut malheureusement pas évaluer, il y aurait eu infiltration de ces eaux douces du lac dans les argiles Champlain ou sortie des eaux interstitielles dans l'argile vers le lac: il se peut aussi que ces deux processus se soient produits car les gradients hydrauliques ont du s'inverser par moments. Comme on a pu le constater dans la modélisation numérique avec Seep/w, l'érosion est un des facteurs responsables de l'inversion du gradient hydraulique.

Les bicarbonates sont aussi un important paramètre à analyser. Les concentrations des HCO_3^- sont plus élevées dans les eaux interstitielles et dans les eaux dans le roc que dans les eaux de mer. Au même temps, les sulfates SO_4^{2-} sont très faibles par rapport aux eaux de mer, voir même quasi absentes, dans certains cas car leurs concentrations étaient inférieures à la limite de détection du laboratoire.

D'après les études menées par Desaulniers et Cherry (1988), ces deux phénomènes (production de bicarbonates et faibles concentrations de sulfates) seraient liées. En effet, les faibles concentrations en sulfates sont causées par leur réduction par des bactéries sulfato-réductrices qui consomment la matière organique emprisonnée dans l'argile. La réaction engendre une production de bicarbonates selon l'équation proposée par Stumm et Morgan (1979):



CH_2O représente la matière organique labile.

Les sulfates, principaux réactants dans l'équation (1.119) ci-dessus, peuvent provenir du mélange de l'eau de mer avec de l'eau douce (Appelo et Postma 2005).

Cette production de bicarbonates peut être aussi causée par plusieurs facteurs: Réginensi (2009) a montré à l'aide d'essais de lessivage réalisés au laboratoire, sur les mêmes argiles Champlain étudiées dans cette thèse, une production de HCO_3^- au fur et à mesure que le lessivage des argiles se faisait. Ce constat permet d'expliquer partiellement le taux important de bicarbonates dans les eaux interstitielles d'argile. On s'attend donc à une augmentation de ces concentrations avec le temps et surtout dans les zones où la couche d'argile est mince et/ou le gradient hydraulique est élevé car le lessivage de la couche y sera plus fréquent. Une autre explication est donnée par Domenico et Schwartz (1998): la production des bicarbonates peut être causée par des réactions de réduction et notamment par méthanogènes bactérienne ou par la décarboxylation abiotique. Ce qui est sûrement le cas dans la région de Lachenaie où plusieurs recherches ont confirmé la présence de plusieurs poches de méthane. Cela fut aussi constaté par les foreurs lors de la réalisation des forages pour le projet.

La réduction des sulfates conduit quant à elle à la formation de monosulfures de fer métastables (Donovan et Lajoie, 1979) qui se transforment en pyrite ce qui expliquerait les taches noires apparues sur certains échantillons d'argile et qui finissent par se transformer en hydroxydes de fer. Il faut donc porter une attention particulière à ce phénomène car les résultats des analyses d'eau interstitielle pourraient sérieusement être biaisées si la couche d'argile oxydée n'est pas retirée avant l'extraction.

6.7 Analyses isotopiques de l'eau souterraine

Les molécules d'eau H_2^{18}O et $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$ sont considérées par plusieurs auteurs (Fritz et Fontes 1980, Kazemi et al. 2006, Clark et Fritz 1997) comme étant des traceurs non-réactifs dans des températures inférieures à 60 °C. La relation qui relie $\delta^{18}\text{O}$ à $\delta^2\text{H}$ montre que cette dernière est linéaire, mais ne coïncide ni avec la ligne locale des eaux météoriques (LMWL) ni avec la ligne globale des eaux météoriques (GMWL) (Craig, 1971). Cela prouve que l'eau a subi des changements à cause de l'interaction eau/roche, de l'évaporation ou à cause de la présence d'autres sources d'eau (fonte de glaciers et eau de mer). Les analyses du $\delta^{18}\text{O}$ permettent de déterminer les zones d'eau de différents âges, à une échelle régionale, couvrant la zone d'étude étudiée lors de ce projet. Cela permettra essentiellement de déterminer l'influence des facteurs hydrogéologiques sur la distribution des eaux Pléistocènes ou

anciennes et l'emplacement des eaux modernes. Le profil de $\delta^{18}\text{O}$ dans la couche d'argile et dans le roc montre que ces valeurs sont presque constantes dans toute la couche d'argile et dans le roc et ne sont pas influencées par l'épaisseur de la couche d'argile. Elles varient entre -11‰ et -8.5‰. Cela montre que les eaux contenues dans l'argile et circulant dans le roc ont toutes la même origine. Enfin, il apparaît que l'origine de l'eau provient de 3 différentes sources. D'après la figure 4.91, quand on trace la salinité (TDS) versus $\delta^{18}\text{O}$, on constate que les points de l'eau interstitielle se situent en dessous de la ligne de mélange des eaux de mer et de fonte de neiges (Hillaire-Marcel, 1988). Donc, on conclut qu'il existe une troisième source d'eau, en plus des eaux de mer et des eaux de fonte de glaciers, qui dans notre cas ne peut être que les eaux de précipitation. Cela a aussi été confirmé par Woodley (1996) pour des argiles Champlain.

La méthode utilisant les isotopes ^{18}O et ^2H ne permet pas d'obtenir les âges des eaux souterraines. On a donc du utiliser la méthode de datation directe avec le carbone-14.

La datation des eaux souterraines dans l'argile et le roc montre que ces eaux sont très anciennes (jusqu'à 30000 B.P dans le roc). Il apparaît aussi que dans le roc, l'eau est plus jeune quand on se rapproche de la rivière des Mille-Îles vers le Sud, c'est à dire, quand la couche d'argile est plus mince. Cela est sans doute dû au fait que dans ces zones, les eaux de surface s'infiltrant dans l'argile et atteignent plus rapidement le roc que dans les zones dont l'épaisseur d'argile est supérieure. L'eau dans le roc est alors diluée et son âge apparent est diminué.

Le problème avec cette méthode réside dans le fait que cette dernière se base sur la concentration de carbone inorganique. Or, celle-ci est faussée par la production biotique de bicarbonates au fur et à mesure de la progression du lessivage des argiles (Reginensi 2009) et de la consommation des sulfates. C'est pour cela que des études bactériologiques et géochimiques devraient être réalisées afin de déterminer l'influence de la concentration en HCO_3 sur l'âge obtenu.

6.8 Modélisation numérique

L'utilisation d'un modèle numérique d'écoulement des eaux souterraines a permis, à partir des hypothèses émises sur l'évolution de la topographie dans la région de Lachenaie ces 10000 dernières années, de constater une évolution du régime hydrogéologique dans la région. En effet, l'érosion au niveau de la surface de la couche d'argile a engendré une importante dénivellation (17 m sur 4000 m). La conséquence sur le régime hydrogéologique est l'inversion du gradient

hydraulique dans certaines zones et l'apparition de points de résurgence de l'eau souterraine. Dans tous les cas, l'écoulement dans la couche d'argile est subvertical alors que dans le roc ce dernier est subhorizontal est dirigé vers la zone de décharge.

L'analyse du modèle d'écoulement actuel permet de subdiviser la région en deux zones: une zone où les eaux infiltrées remontent vers la surface et une deuxième zone où les gouttes d'eau infiltrées par la surface finissent leur course à la rivière des Mille-Îles via le roc. Les fluctuations du niveau de la rivière n'influence pas les conditions hydrogéologiques de la zone d'études. L'écoulement dans la couche d'argile est certes lent mais non négligeable, car d'importants volumes d'eau, estimés à $1.34.10^4 \text{ m}^3/\text{an}$ (sur 7 km environ), transitent chaque année par la couche d'argile pour rejoindre le till et le roc sous-jacents. La carte piézométrique, réalisée à partir du suivi des fluctuations des niveaux d'eau dans un réseau de piézomètres installés dans le roc et dans le till, permet de s'apercevoir de l'existence de deux lignes de partage des eaux au niveau du site de BFI-Lachenaie. Il est à noter que les niveaux piézométriques sur le site d'enfouissement sont fortement influencés par les activités d'excavation de cellules dans l'argile et par le remplissage de ces dernières par des déchets de plusieurs natures.

La modélisation de la migration des chlorures permet à partir de la compilation de plusieurs résultats d'analyses et d'essais, de dire que le processus de transport se fait par deux mécanismes: la diffusion et l'advection. Cette dernière paraît évidente dans le roc vu les vitesses d'écoulement des eaux. Dans l'argile, on constate que même si les vitesses d'écoulement et les gradients hydrauliques y sont faibles, la composante ``advection`` contribue à la migration des chlorures dans l'argile.

Le calage des résultats obtenus avec la modélisation numérique avec les données obtenues in situ n'est pas possible. Pour cause, la méconnaissance de l'épisode d'érosion et le passage d'une topographie plate dans la région de Lachenaie vers la topographie actuelle caractérisée par d'importantes dénivellations. Par contre, l'évolution des concentrations des chlorures dans le roc et dans l'argile en utilisant différents scénario et hypothèses rend l'option ``diffusion et advection`` l'unique option pour justifier l'évolution des concentrations depuis leur état initial au profil actuel. Les différents épisodes qu'a connu la région de Lachenaie et notamment, le retrait de la mer Champlain, l'apparition et la disparition du lac Lampsilis et l'érosion de l'argile rendent le calage de ce modèle difficile. D'autant plus que tous ces épisodes ne sont pas précis dans le temps et ne sont pas décrits avec précision dans la littérature. On a toutefois pu expliquer, dans un ordre chronologique, la succession des processus qui ont contrôlé la migration des chlorures.

Les argiles se sont déposées dans un milieu marin caractérisé par une salinité évaluée à 27‰. L'eau salée et riche en NaCl, est restée emprisonnée dans l'argile, le till et dans le roc. Juste après le retrait de la mer Champlain, la région a connu l'apparition du Lac Lampsilis (Elson 1988) puis sa disparition après 3000 ans. Pendant cette durée, les chlorures ont diffusé vers les eaux douces du lac. Au même moment, les eaux du lac se sont infiltrées dans l'argile provoquant une légère dilution de la concentration des chlorures en haut de la couche d'argile. Avec la disparition du Lac, les processus de diffusion et d'advection continuent d'une part, à cause du contraste de concentrations et d'autre part, à cause de l'infiltration des eaux de pluie et de fontes des neiges. Le processus d'advection a été influencé par le changement des conditions hydrogéologiques dans la région causé par l'évolution de la topographie dans la région.

CONCLUSIONS

Au delà de l'atteinte des objectifs techniques du projet, cette thèse a été l'occasion de démontrer que l'utilisation de méthodes intégrées faisant appel à plusieurs disciplines (hydrogéologie, géotechnique, géochimie, géologie,...) et spécialités, donnait une vision plus globale de certaines problématiques et évitait d'aborder les problèmes selon des approches standards et conservatrices. La modélisation numérique a été une importante valeur ajoutée, qui a permis de vérifier plusieurs hypothèses émises au début du projet et surtout, elle a permis de comprendre ce qui s'est passé depuis 10000 ans et se projeter dans le futur pour prédire la suite de l'évolution des choses.

Il a ainsi été possible de répondre à la principale question de recherche en se fixant plusieurs objectifs intermédiaires. Un point fort de cette recherche fut le développement de méthodes pratiques, utilisables par les ingénieurs et les scientifiques, et notamment la mise au point d'un extracteur d'eau interstitielle dans l'argile et la contribution à enrichir les méthodes d'échantillonnage d'eau souterraine.

Les résultats de cette thèse vont permettre aux ingénieurs et concepteurs d'ouvrages de génie civil, travaillant avec des argiles Champlain, de mieux comprendre les conditions d'écoulement des eaux souterraines et de la migration des chlorures dans les argiles Champlain. En plus, ces résultats permettront de fournir des éléments de réponse à la problématique des eaux salées et impropres à la consommation présentes dans le roc dans le secteur de Lachenaie. Les populations pourront comprendre maintenant que la salinité de leur eau, est causée par un héritage géologique et non par la contamination par l'activité humaine.

Toutefois, cette thèse pourra être le point de départ de plusieurs autres projets qui traiteront en profondeur des problématiques auxquelles cette thèse n'a donné que des réponses partielles et notamment dans le domaine de la géochimie et l'étude bactériologique des eaux souterraines et de l'eau interstitielles. Aussi, un modèle numérique en 3-D permettra de mieux comprendre l'ensemble des phénomènes étudiés mais cette fois, à une plus grande échelle. Des améliorations et des nouvelles procédures pourront être apportées aux méthodes décrites et utilisées dans cette thèse. On propose de:

- Effectuer des analyses de Tritium ^3H . Le tritium est le seul traceur qui fait partie de la molécule d'eau. La présence de ce dernier est une preuve que l'eau analysée est d'origine

météorique. Cette méthode est souvent utilisée pour déterminer la profondeur d'infiltration.

- Échantillonner l'argile avec des méthodes évitant toute contamination afin de pouvoir effectuer des analyses bactériologiques.
- Analyser l'eau interstitielle pour déceler toute activité bactériologique.
- Conduire plus d'essais pour mieux connaître les propriétés du roc et du till
- Échantillonner l'eau souterraine dans les puits des particuliers dans la région
- Installer une dizaine de piézomètres afin de densifier le réseau actuel et éviter de faire beaucoup d'interpolations quand on réalise la carte piézométrique.
- Effectuer des études géochimiques et étudier le type d'interactions argile/eau
- Faire de la modélisation numérique en utilisant d'autres espèces ``réactives `` comme le sodium (Na^+) et le magnésium (Mg^{2+})
- Condamner les piézomètres dans l'argile avec de la bentonite en y laissant un capteur de pression à l'intérieur afin de stabiliser le niveau d'eau dans les piézomètres dans l'argile, faire l'évolution du niveau d'eau dans l'argile et pouvoir calculer les gradients hydrauliques moyens.

Toutes ces modifications permettront, sans doute, de prospecter des nouvelles voies et d'apporter d'importantes contributions à ce sujet.

BIBLIOGRAPHIE

- Abbasi, N., H. Rahimi, et al. (2007). "Finite difference approach for consolidation with variable compressibility and permeability." *Computers and Geotechnics* **34**(1): 41-52.
- Abichou, T., C. H. Benson, et al. (2002). "Micro-structure and hydraulic conductivity of simulated sand-bentonite mixtures." *Clays and Clay Minerals* **50**(5): 537-545.
- AFNOR (1992). Norme NF P94-132. Essai d'eau Lefranc. Association française de normalisation, Paris.
- Agence internationale de l'énergie atomique (1974). Isotope techniques in groundwater hydrology, 1974 : proceedings of a symposium organized by the International Atomic Energy Agency and held in Vienna, 11-15 March 1974. Vienna, International Atomic Energy Agency.
- Aggarwal, P. K., J. Gat, et al. (2005). Isotopes in the water cycle :past, present and future of a developing science. Dordrecht, The Netherlands, Springer.
- Agrawal, G., S. Weeraratne, et al. (1994). Estimating clay liner and cover permeability using computational neural networks. Proceedings of the 1st Congress on Computing in Civil Engineering. Part 1 (of 2), Washington, DC, Publ by ASCE New York NY USA.
- Al-Dhahir, Z. A. and N. R. Morgenstern (1969). "Intake factors for cylindrical piezometers tips." *Soil Science* **107**: 17-21.
- Alley, W. M., R. W. Healy, et al. (2002). "Hydrology-flow and storage in groundwater systems." *Science* **296**: 1985-1990.
- Al-Niami, A. N. S. and K. R. Rushton (1977). "Analysis of flow against dispersion in porous media." *Journal of Hydrology* **33**,: 87-97.
- Alva, A. and S. Paramasivam (1998). "Effects of Monitor Well Purging Technique on Selected Chemical Properties of Surficial Groundwater." *Bulletin of Environmental Contaminant Toxicology* **60**: 525-530.
- Anderson, D. E. S. (2003). Evaluation and comparison of mechanical and hydraulic behaviour of two engineered clay sealing materials, The University of Manitoba (Canada).
- Andersson-Sköld, Y., J. K. Torrance, et al. (2005). "Quick clay - A case study of chemical perspective in Southwest Sweden." *Engineering Geology* **82**(2): 107-118.
- Andrews, J. T. (1972). Post-glacial rebound. The national atlas of Canada. Ottawa, ON, Canada, Canada Department of Energy, Mines and Resources: 35-46.
- Antevs, E. (1925). Retreat of the last ice-sheet in eastern Canada. Memoir (Geological Survey of Canada). no. 146.
- Appelo, C. A. J. and D. Postma (1993). Geochemistry, groundwater and pollution. Rotterdam, Balkema, A.A.
- Appelo, C. A. J. and D. Postma (2005). Geochemistry, groundwater and pollution. Leiden, The Netherlands, A.A. Balkema Publishers.

- ASTM (2002). Standard practice for low-flow purging and sampling for wells and devices used for ground-water quality investigations ASTM D 6771-02. West Conshohocken, Penn.: 7.
- ASTM (2003). Standard test methods for measurement of hydraulic conductivity of saturated porous materials using a flexible wall permeameter, ASTM Standard D 5084 A. International. West Conshohocken, PA.
- ASTM (2005). Standard practice for design and installation of groundwater monitoring wells in aquifers, ASTM D 5092. ASTM. Philadelphia, PA.
- ASTM (2005). Standard test methods for measurement of hydraulic conductivity of porous material using a rigid-wall, compaction-mold permeameter. ASTM D 5846. ASTM. Philadelphia, PA.
- ASTM (2005). Standard Test Methods for One-Dimensional Consolidation Properties of Soils Using Incremental Loading ASTM D 2435. Philadelphia, PA, ASTM.
- ASTM (2006). Annual book of ASTM standards. Philadelphia, PA, ASTM.
- Atuahene, F. (1998). Development of a predictive model for the hydraulic conductivity of clay liners. New Jersey, Rutgers The State University of New Jersey - New Brunswick.
- Aubertin, M., B. Bussiere, et al. (1996). "Une modelisation numérique des écoulements non saturés dans des couvertures multicouches en sols." *Hydrogeologie/Hydrogeology*(1): 3.
- Aubertin, M., M. Mbonimpa, et al. (2003). "A model to predict the water retention curve from basic geotechnical properties." *Canadian geotechnical Journal* **40**(6): 1104-1122.
- Baguelin, F., J. F. Jézéquel, et al. (1978). The pressuremeter and foundation engineering. Clausthal, Germany, Trans Tech Publications.
- Bajjali, W., I. Clark, et al. (1997). "The artesian thermal groundwaters of northern Jordan: insights into their recharge history and age." *Journal of Hydrology* **192**: 355-382.
- Barbour, S. L. and D. G. Fredlund (1989). "Mechanisms of osmotic flow and volume change in clay soils." *Canadian geotechnical Journal* **26**(4): 551-562.
- Barcelona, M. J. (1995). "Ground-Water Monitoring and Remediation." *Ground Water Monitoring and Remediation* **15**(3): 4-4.
- Barcelona, M. J., J. P. Gibb, et al. (1985). Practical Guide for Ground-Water Sampling. I. S. W. S. Champaign. Illinois.
- Bardet, J.-P. (1997). Experimental Soil Mechanics. Upper Saddle River, NJ, Prentice Hall.
- Barone, F. S., E. K. Yanful, et al. (1989). "Effect of multiple contaminant migration on diffusion and adsorption of some domestic waste contaminants in a natural clayey soil." *Canadian Geotechnical Journal* **26**: 189-198.
- Barres, M., G. Brossier, et al. (1989). "DEVELOPING A METHODOLOGY FOR INSITU MEASUREMENTS OF LOW PERMEABILITY SUITABLE FOR HAZARDOUS-WASTE LANDFILL." *Environmental Geology and Water Sciences* **13**(1): 29-31.
- Barros, P. L. A. and P. R. O. Pinto (2008). "Oedometer consolidation test analysis by nonlinear regression." *Geotechnical Testing Journal* **31**(1): 76-83.

- Bazergui, A., A. Biron, et al. (2002). *Résistance des matériaux*. Montréal, Presses internationales Polytechnique.
- Bear, J. (1979). *Hydraulics of groundwater*. London ; New York, McGraw-Hill International Book Co.
- Beaulieu, C. (2006). *Essais de perméabilité et essais de choc hydraulique dans l'argile de la Mer de Champlain*, École Polytechnique, Montréal (Canada).
- Becker, D. E., J. H. A. Crooks, et al. (1987). "Work as a criterion for determining in situ and yield stresses in clays." *Revue Canadienne de Géotechnique* **24**(4): 549-564.
- Belitz, K. and J. D. Bredehoeft (1990). Role of confining layers in controlling large-scale regional groundwater flow: in *Hydrology of Low Permeability Environments*. International Association of Hydrogeologists, Verlag Heinz Heise Publisher, Hanover, Germany. **2**: 7-18.
- Belytschko, T., W. K. Liu, et al. (2000). *Nonlinear finite elements for continua and structures*. Chichester, England ; Toronto, Wiley.
- Benabdallah, E. M. (2006). *Caractérisation de la perméabilité d'une argile sensible de Lachenaie*. Mémoire de maîtrise. École Polytechnique, Montréal (Canada).
- Benabdallah, E. M. and R. P. Chapuis (2007). Studying the influence of scale effects when computing the hydraulic conductivity of a Champlain clay. *Proceedings of the 60th Canadian Geotechnical Conference and 8th Joint IAH-CNC-CGS Conference*, Ottawa.
- Benabdallah, E. M., R. P. Chapuis, et al. (2008). L'eau interstitielle de l'argile sensible: extraction et analyse. *Proceedings of the 61th Canadian Geotechnical Conference and 9th Joint IAH-CNC-CGS Conference*, Edmonton.
- Benson, C. H., J. A. Gunter, et al. (1997). "Comparison of four methods to assess hydraulic conductivity." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **123**(10): 929-937.
- Bentley, S. P. and I. J. Smalley (1978). "Mineralogy of sensitive clays from Quebec." *Canadian Mineralogist* **16**: 103-116.
- Bentley, S. P. and I. J. Smalley (1979). "Mineralogy of a Leda/ Champlain clay from Gloucester (Ottawa, Ontario)." *Engineering Geology* **14**: 209-217.
- Berilgen, S. A., M. M. Berilgen, et al. (2006). "Compression and permeability relationships in high water content clays." *Applied Clay Science* **31**(3-4): 249-261.
- Berner, N. (2008). *Consolidation œdométrique d'argile sensible Champlain - détermination directe et indirecte de la conductivité hydraulique en fonction de l'indice des vides*, École Polytechnique Fédérale de Lausanne. **Master**: 82 p.
- Berry, R. W. and J. K. Torrance (1998). "Mineralogy, grain-size distribution and geotechnical behavior of Champlain clay core samples, Quebec." *Canadian Mineralogist* **36**: 1625-1636.
- Biot, M. A. (1941). "General theory of three-dimensional consolidation." *Journal of Applied Physics* **12**(2): 155-164.

- Bjerrum, L. (1954). "Geotechnical properties of Norwegian marine clays." *Geotechnique* **4**(2): 1-69.
- Bjerrum, L. (1967). "Engineering geology of normally consolidated marine clay as related to the settlements of buildings." *Geotechnique* **17**: 83-119.
- Bjerrum, L. (1973). Problems of soil mechanics and construction on soft clays. Proceedings of the 8th International Conference of SMFE, Moscow.
- Bjerrum, L., J. K. T. L. Nash, et al. (1972). "Hydraulic fracturing in field permeability testing." *Geotechnique* **22**(2): 319-332.
- Bjerrum, L. and I. T. Rosenqvist (1956). "Some experiments with artificially sedimented clays." *Geotechnique* **6**(3): 124-136.
- Bjerrum, L. and N. E. Simons (1960). Comparison of shear strength characteristics of normally consolidated clays. Research conference on shear strength of cohesive soils, Boulder, CO, ASCE.
- Black, D. K. and K. L. Lee (1973). "Saturating laboratory samples by back pressure." *Journal of the Soils Mechanics and Foundation Engineering Division (ASCE)* **99**: 75.
- Bo, M. W., J. Chu, et al. (2002). "Consolidation and permeability properties of Singapore marine clay." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **128**(9): 724-732.
- Bohling, G. C. and C. D. McElwee (1992). "SUPRPUMP: an interactive program for well test analysis and design." *Ground Water* **30**(2): 262-277.
- Boisson, J. Y., J. Cabrera, et al. (1998). "In situ and laboratory measurements of very low permeability in the Tournemire argillites (Aveyron). Comparison of methodologies and scale effect." *Bulletin De La Societe Geologique De France* **169**(4): 595-604.
- Boldt-Leppin, B. E. J. and M. J. Hendry (2002). "Application of harmonic analysis of water levels to determine the vertical hydraulic conductivity of clay-rich aquitards." *Ground Water* **41**(4): 514-522.
- Bolduc, A. M. and M. Ross (2001). *Géologie des formations superficielles*, Laval, Québec, Commission géologique du Canada, Dossier public 3873.
- Böttcher, G., H.-J. Brumsack, et al. (1997). "A new high pressure technique for pore fluid extraction from terrestrial soils." *Water, air, and soil pollution* **94**: 289-296.
- Bouchard, R., D. J. Dion, et al. (1983). "Origine de la préconsolidation des argiles du Saguenay, Québec." *Canadian geotechnical Journal* **20**(2): 315-328.
- Bouwer, H. and R. R.C. (1976). "A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifer with completely or partially penetrating wells." *Water Resources Research* **27**(3): 423-428.
- Bowles, J. E. (1997). *Foundation analysis and design*. New-York, NY, McGraw-Hill.
- Bozozuk, M. (1971). "Effect of sampling, size, and storage on test results for marine clay." *ASTM Special Technical Publication*: 121-131.
- Braaten, A. (1991). *Determination of preconsolidation pressure*, Florence, Italy, Publ by A.A. Balkema.

- Brace, W. F., J. B. Walsh, et al. (1968). "Permeability of Granite under high pressure." *Journal of Geophysical Research* **73**(6): 2225-2236.
- Bradbury, K. R., D. S. Desaulniers, et al. (1985). Groundwater movement through clayey till, northwestern Wisconsin, USA. in *Proceedings from the International Association of Hydrogeologists, 17th Intl. Congress. Part 1: Hydrogeology of Rocks of Low Permeability.*, Tucson, AZ.
- Brand, E. W. and J. Premchitt (1980). "Shape factors of cylindrical piezometers." *Geotechnique* **30**(4): 369-384.
- Bredehoeft, J. (2006). "On modeling philosophies." *Ground Water* **44**(4): 496-499.
- Bredehoeft, J. and P. Hall (1995). "Ground-water models." *Ground Water* **33**(4): 530.
- Bredehoeft, J. D., P. Betzinski, et al. (1982). "Ground-water models." *Studies and Reports in Hydrology*: 235.
- Bredehoeft, J. D. and S. S. Papadopoulos (1980). "Method for determining the hydraulic properties of tight formations." *Water Resources Research* **16**(1): 233-238.
- Bresler, E. (1973). "Anion exclusion and coupling effects in nonsteady transport through unsaturated soils: I. Theory." *Soil science Society of America Proceedings* **37**: 663-669.
- Brisebois, D. and J. Brun (1994). La plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches. *Géologie du Québec*. M. Hocq. Québec, QC, Canada, Les Publications du Québec: 95-120.
- Broecker, W. S. and T. H. Peng (1982). *Tracers in the Sea*. Palisades, N.Y., Lamont-Doherty Geological Observatory.
- Brown Macpherson, J. (1967). "Raised shorelines and drainage evolution in the Montréal lowland." *Cahiers de géographie du Québec* **23**: 343-360.
- Bufflap, S. E. and H. E. Allen (1995). "Sediment pore water collection methods for trace metal analysis: A review." *Water Resources* **29**: 165-177.
- Burbey, T. J., S. M. Warner, et al. (2006). "Three-dimensional deformation and strain induced by municipal pumping, part 1: Analysis of field data." *Journal of Hydrology* **319**(1-4): 123-142.
- Burden, R. L. and J. D. Faires (2005). *Numerical analysis*. Belmont, USA, CA, Thomson Higher Education.
- Burland, J. B. (1989). "9th Laurits Bjerrum Memorial Lecture: "Small is beautiful" - the stiffness of soils at small strains." *Canadian geotechnical Journal* **26**(4): 499-516.
- Burmister, D. M. (1948). "The importance and practical use of relative density in soil mechanics." *Proceedings - American Society for Testing and Materials* **48**: 1249-1268.
- Burns, S. E. and P. W. Mayne (1998). "Monotonic and dilatatory pore-pressure decay during piezocone tests in clay." *Canadian geotechnical Journal* **35**(6): 1063-1073.
- Bussiere, B., M. Aubertin, et al. (2007). "Field experimental cells to evaluate the hydrogeological behaviour of oxygen barriers made of silty materials." *Canadian geotechnical Journal* **44**(3): 245-265.

- Butler, J. J., Jr. (1996). "Improving the quality of parameter estimates obtained from slug tests." *Ground Water* **34**(4): 480-490.
- Butler, J. J., Jr. and J. M. Healey (1998). "Relationship between pumping-test and slug-test parameters: Scale effect or artifact?" *Ground Water* **36**(2): 305-313.
- CAN/BNQ (2008). Soils - determination of permeability at the end of a casing, National Standard of Canada. **2501-130-M88**.
- CAN/BNQ (2008). Soils - determination of permeability by the Lefranc method, National Standard of Canada. **2501-135-M88**.
- Carman, P. C. (1939). "Fluid flow through granular beds." *Transactions, Institution of Chemical Engineers, London* **15**: 150-166.
- Carpenter, G. W. and R. W. Stephenson (1986). "Permeability testing in the triaxial cell." *Geotechnical Testing Journal* **9**(1): 3-9.
- Carslaw, H. S. and J. C. Jaeger (1959). *Conduction of heat in solids*. Oxford, Clarendon Press.
- Carson, M. A. (1981). "Influence of pore fluid salinity on instability of sensitive marine clays: a new approach to an old problem." *Earth surface processes and landforms* **6**: 499-515.
- Carter, J. P., M. F. Randolph, et al. (1979). "Stress and pore pressure changes in clay during and after the expansion of a cylindrical cavity." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **3**(4): 305-322.
- Cassan, M. (1980). *Les essais d'eau dans la reconnaissance des sols*. Paris, France, Eyrolles.
- Cassiani, G., Z. J. Kabala, et al. (1999). "Flowing partially penetrating well: solution to a mixed-type boundary value problem." *Advances in Water Resources* **23**(1): 59-68.
- Cazaux, D. (1998). *Mesure et contrôle in situ de la perméabilité des matériaux utilisés dans les dispositifs d'étanchéité pour la protection de l'environnement: Etat de l'art et développements*, Institut National des Sciences Appliquées de Lyon (France).
- Cazaux, D. and G. Didier (2000). "Field evaluation of hydraulic performances of geosynthetic clay liners by small and large-scale tests." *Geotextiles and Geomembranes* **18**(2): 163-178.
- Cazaux, D. and G. Didier (2002). *Comparison between various field and laboratory measurements of the hydraulic conductivity of three clay liners. Evaluation and Remediation of Low Permeability and Dual Porosity Environments*, Reno, NV, United States, American Society for Testing and Materials West Conshohocken PA 19428-2959 United States.
- Chandler, R. J. (2000). "Clay sediments in depositional basins: The geotechnical cycle." *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **33**: 7-39.
- Chaney, R. C., E. Stevens, et al. (1979). "Suggested method for the determination of degree of saturation of soil samples by B-value measurement." *Geotechnical Testing Journal* **2**(3): 158-162.
- Chang, C.-C. and C.-S. Chen (2003). "A flowing partially penetrating well in a finite-thickness aquifer: a mixed-type initial boundary value problem." *Journal of Hydrology* **271**(1-4): 101-118.

- Chapelle, F. H. (1993). Ground-water microbiology and geochemistry. New York, John Wiley and Sons.
- Chapuis, R. P. (1989). "Shape factors for permeability tests in boreholes and piezometers." *Ground Water* **27**(5): 647-654.
- Chapuis, R. P. (1990). "Sand-bentonite liners. Predicting permeability from laboratory tests." *Canadian geotechnical Journal* **27**(1): 47-57.
- Chapuis, R. P. (1990). "Sand-bentonite liners: field control methods." *Canadian geotechnical Journal* **27**: 216-233.
- Chapuis, R. P. (1998). "Overdamped slug test in monitoring wells: review of interpretation methods with mathematical, physical, and numerical analysis of storativity influence." *Canadian geotechnical Journal* **35**: 697-719.
- Chapuis, R. P. (1999). Guide des essais de pompage et leurs interprétations.
- Chapuis, R. P. (1999). Guide des essais de pompage et leurs interprétations. Sainte-Foy, Les publications du Québec.
- Chapuis, R. P. (2005). How trapped gas influences a variable-head test in a monitoring well. Proceedings of the 58th Canadian Geotechnical Conference and 6th Joint IAH-CNC-CGS Conference, Saskatoon.
- Chapuis, R. P. (2007). "Professor, I have forgotten to measure an elevation for my falling-head permeability test." *Geotechnical News* **25**(2): 38-42.
- Chapuis, R. P. (2007). "References on field permeability tests performed in boreholes and monitoring wells." from <http://www.polymtl.ca/biblio/epmrt/rapports/rt2007-04.pdf>
- Chapuis, R. P. (2009). "Field variable-head test in low-permeability materials: Assessing the effects of trapped gas pocket and cavity expansion." *Canadian geotechnical Journal* **46**(1): 81-92.
- Chapuis, R. P. and M. Aubertin (2003). "On the use of the Koseny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils." *Canadian Geotechnical Journal* **40**: 616-628.
- Chapuis, R. P. and M. Aubertin (2003). "On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils." *Canadian geotechnical Journal* **40**(3): 616-628.
- Chapuis, R. P. and M. Aubertin (2003). Predicting the coefficient of permeability of soils using the Kozeny-Carman equation.
- Chapuis, R. P., K. Baass, et al. (1989). "Granular soils in rigid-wall permeameters: method for determining the degree of saturation." *Canadian geotechnical Journal* **26**: 71-79.
- Chapuis, R. P. and D. Cazaux (2002). Pressure-pulse test for field hydraulic conductivity of soils: Is the common interpretation method adequate? Evaluation and Remediation of Low Permeability and Dual Porosity Environments, Reno, NV, United States, American Society for Testing and Materials.
- Chapuis, R. P. and D. Chenaf (2002). "Slug tests in a confined aquifer: experimental results in a large soil tank and numerical modeling." *Canadian geotechnical Journal* **39**(1): 14-21.

- Chapuis, R. P. and D. Chenaf (2008). "Comment on "Shape factors for constant-head double-packer permeameters" by S. A. Mathias and A. P. Butler." *Water Resources Research* **44**(7): W07601.
- Chapuis, R. P., D. Chenaf, et al. (2001). "A user's approach to assess numerical codes for saturated and unsaturated seepage conditions." *Canadian geotechnical Journal* **38**(5): 1113-1126.
- Chapuis, R. P. and F. Duhaime (submitted in 2008). "Continuous Erroneous Interpretation of Slug Test and Pulse Tests." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*.
- Chapuis, R. P. and P. P. Légaré (1992). A simple method for determining the surface area of fine aggregates and fillers in bituminous mixtures. *Effects of Aggregates and Mineral Fillers on Asphalt Mixture Performance (STP 1147)*, ASTM.
- Chapuis, R. P., J. J. Paré, et al. (1981). In situ variable head permeability tests. 10th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Stockholm.
- Chapuis, R. P. and L. Sabourin (1989). "Effects of installation of piezometers and wells on groundwater characteristics and measurements." *Canadian geotechnical Journal* **26**(4): 604-613.
- Chapuis, R. P. and G. Wendling (1991). "Monitoring wells: measurement of permeability with minimal modification of groundwater." *Canadian Journal of Civil Engineering* **18**(5): 871-875.
- Chen, Z., H. Steeb, et al. (2009). "A EVI-space-time Galerkin method for dynamics at finite deformation in porous media." *Computational Mechanics* **43**(5): 585-601.
- Chen, Z. Y. and C. M. Shao (1988). "EVALUATION OF MINIMUM FACTOR OF SAFETY IN SLOPE STABILITY ANALYSIS." *Canadian geotechnical Journal* **25**(4): 735-748.
- Chesnaux, R. and R. P. Chapuis (2007). "Detecting and quantifying leakage through defective borehole seals: A new methodology and laboratory verification." *Geotechnical Testing Journal* **30**(1): 17-24.
- Chiasson, P. (2005). "Methods of interpretation of borehole falling-head tests performed in compacted clay liners." *Canadian geotechnical Journal* **42**(1): 79-90.
- Chiasson, P. (2008). Interpretation of falling-heads tests performed on low hydraulic conductivity soils. Proc. 61st Canadian Geotechnical conference, Edmonton, 21-24 September 2008, 2008, CDRom, 8p.
- Choi, H., C. Lee, et al. (2007). Linear curve fitting methods for analyzing slug tests in compressible aquifer. *Geo-Denver 2007: New Peaks in Geotechnics*, Denver, CO, United States, American Society of Civil Engineers Reston VA 20191-4400 United States.
- Clark, I. D. and P. Fritz (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Boca Raton, Flor., Lewis Publishers.
- Clark, T. H. (1972). Région de Montréal, Rapport géologique 152, Ministère des richesses naturelles, Service de l'exploration géologique.

- Claveau-Mallet, D. (2008). Caractérisation des argiles de Lachenaie en comparaison avec les argiles Champlain en général. Rapport de stage. Montréal, École Polytechnique de Montréal.
- Clough, G. W. and T. D. O'Rourke (1990). Construction induced movements of insitu walls. Design and Performance of Earth Retaining Structures - Proceedings of a Conference, Ithaca, NY, Publ by ASCE New York NY United States.
- Cloutier, V. (2004). Origine et évolution géochimique des eaux souterraines du système aquifère des Basses-Laurentides dans les roches sédimentaires paléozoïques des Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec, Canada. INRS-Eau,Terre & Environment, Université du Québec, : 403.
- Cloutier, V., R. Lefebvre, et al. (2006). "Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence lowlands, Quebec, Canada." *Hydrogeology Journal* **14**(4): 573-590.
- Cloutier, V., R. Lefebvre, et al. (2009). "Desalinasation of a sedimentary rock system invaded by Pleistocene Champlain Sea water and processes controlling groundwater geochemistry." *Environmental Earth Sciences*.
- Comeau, S. (1998). Caractérisation géotechnique et étude de la conductivité hydraulique verticale des barrières étanches d'un site d'enfouissement à Red Pine (Nouveau-Brunswick), Université de Moncton (Canada).
- Connell, L. D. (1994). "THE IMPORTANCE OF PULSE DURATION IN PULSE TEST ANALYSIS." *Water Resources Research* **30**(8): 2403-2411.
- Cooper, H. H., Jr. and C. E. Jacob (1946). "A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history." *Transactions, American Geophysical Union* **27**(4): 526-534.
- Cooper, H. H. J., J. D. Bredehoeft, et al. (1967). "Response of a Finite-Diameter Well to an Instantaneous Charge of Water." *Water Resources Research* **3**(1): 263-269.
- Corey, J. D., J. R. Nielsen, et al. (1963). "Miscible displacement in saturated and unsaturated sandstone." *Soil science society of america proceedings* **27**: 258-262.
- Cosenza, P., M. Ghoreychi, et al. (2002). "Theoretical prediction of poroelastic properties of argillaceous rocks from in situ specific storage coefficient." *Water Resources Research* **38**(10).
- Craig, H. (1961). "Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters." *Science* **133**: 1833.
- Craig, H., L. I. Gordon, et al. (1963). "Isotopic exchange effect in the evaporation of water." *Geophysical Resources* **68**: 5079-5087.
- Craig, R. F. (2004). *Craig's Soil Mechanics*. New-York, Spon Press.
- Cronin, T. M. (1977). "Champlain Sea foraminifera and ostracoda: a systematic and paleoecological synthesis." *Géographie physique et Quaternaire* **31**(1-2): 107-122.

- Cruchaudet, M., Crois, et al. (2008). "In situ osmotic experiment in the Callovo-Oxfordian argillaceous formation at the Meuse/Haute-Marne URL (France): Data and analysis." *Physics and Chemistry of the Earth* **33**(SUPPL. 1): S114-S124.
- Dachler, R. (1936). *Grundwasserströmung* (Flow of groundwater). Vienna, Austria, Julius Springer.
- Das, B. M. (2007). *Principles of Foundation Engineering*. Toronto, Thomson.
- Dascal, O. and G. S. Larocque (1973). "Caractéristique de la compressibilité des argiles du complexe Nottaway-Broadback-Rupert (Baie James)." *Revue Canadienne de Géotechnique* **10**(1): 41-63.
- De Boer, R. (1996). "Highlights in the historical development of the porous media theory: Toward a consistent macroscopic theory." *Applied Mechanics Reviews* **49**(4): 201-262.
- DeGroot, D. J. and T. C. Sheahan (1995). "Laboratory methods for determining engineering properties of overconsolidated clays." *Transportation Research Record*(1479): 17-25.
- Dehnert, J., K. Kuhn, et al. (2000). "Überwachung des hydraulischen Kriteriums bei der Grundwasserprobenahme." *Wasser und Abfall* **1**: 24-30.
- Delage, P. and G. Lefebvre (1984). "Study of the structure of a sensitive Champlain clay and of its evolution during consolidation." *Canadian geotechnical Journal* **21**(1): 21-35.
- Delleur, J. W. (2007). *The handbook of groundwater engineering*. Boca Raton, Fla., CRC Press.
- Demers, D. and S. Leroueil (2002). "Evaluation of preconsolidation pressure and the overconsolidation ratio from piezocone tests of clay deposits in Quebec." *Canadian geotechnical Journal* **39**(1): 174-192.
- Demir, Z. and T. N. Narasimhan (1994). "Improved interpretation of Hvorslev tests." *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* **120**(4): 477-494.
- Desaulniers D. E. and Cherry J. A. (1988). "Origin and movement of groundwater and major ions in a thick deposit of Champlain Sea clay near Montréal." *Canadian Geotechnical Journal* **26**: 80-89.
- Desaulniers, D. E. (1986). *Groundwater origin, geochemistry and solute transport in three major glacial plains of East central North America*. Canadian geotechnical Journal. Ontario, University of Waterloo. Ph.D.
- Desaulniers, D. E., J. A. Cherry, et al. (1981). "Origin, age and movement of pore water in argillaceous quaternary deposits at four sites in southwestern Ontario." *Journal of Hydrology* **50**: 231-257.
- Diène, M. (1989). *Mesure in situ de la perméabilité des argiles*. Quebec city, QC, Canada, Université Laval.
- Dion, D. J. (1978). *Levé géotechnique de la région de Terrebonne - L'Assomption* (DPV-552), Ministère des Richesses Naturelles du Québec: 34.
- Dixon, D. A., J. Graham, et al. (1999). "Hydraulic conductivity of clays in confined tests under low hydraulic gradients." *Canadian Geotechnical Journal* **36**(5): 815-825.

- Dolgaleva, I. V., I. G. Gorichev, et al. (2005). "Modeling of the Effect of pH on the Calcite Dissolution Kinetics." *Theoretical Foundations of Chemical Engineering* **39**(6): 614-621.
- Domenico, P. A. and F. W. Schwartz (1998). *Physical and chemical hydrogeology*. Westford.
- Donea, J., A. Huerta, et al. (2004). *Arbitrary Lagrangian–Eulerian Methods. Encyclopedia of computational mechanics. Volume 1, Fundamentals*. E. Stein, R. d. Borst and T. J. R. Hughes. Chichester, England, John Wiley: x, 798 p.
- Donovan, J. J. and G. Lajoie (1979). "Geotechnical implications of diagenetic iron sulfide formation in Champlain sea sediments." *Canadian Journal of Earth Sciences* **16**: 575-584.
- Dormieux, L. (1992). "Bounding Solutions for the Pressuremeter Modulus Using Variational-Principles in Elasticity." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **16**(5): 311-321.
- Dougherty, D. E. and D. K. Babu (1984). "Flow to a partially penetrating well in a double-porosity reservoir." *Water Resources Research* **20**(8): 1116-1122.
- Drever, J. I. (1997). *The geochemistry of natural waters : surface and groundwater environments*. Upper Saddle River, N.J., Prentice Hall.
- Drever, J. L. (1988). *The geochemistry of natural water* Englewood cliffs, New Jersey, Prentice-hall, Inc.,.
- Driscoll, F. G. (1989). *Groundwater and wells*. St. Paul, Minnosota, Johnson Filtration Systems Inc.
- Duhaime, F. and R. P. Chapuis (2008). Evaluating the effects of clay and gas compressibility during field permeability tests. *Proceedings of the 61th Canadian Geotechnical Conference and 9th Joint IAH-CNC-CGS Conference*, Edmonton.
- El-Haddad, N. (1993). *Simulation par éléments finis d'essais de perméabilité en place*. Département de génie civil, École polytechnique de Montréal: 98.
- Elson, J. A. (1969). "Radiocarbon dates, *Mya arenaria* phase of the Champlain sea." *Canadian Journal of Earth Sciences* **6**: 367-372.
- Elson, J. A. (1988). "The Champlain Sea: Evolution of concepts, and bibliolgraphy." *Geological Association of Canada special paper* **35**: 1-13.
- Elson, J. A. (1988). *The Champlain Sea: evolution of concepts, and bibliography The late Quaternary development of the Champlain Sea basin*. Geological Association of Canada special paper no. 35. N. R. Gadd.
- Elson, J. A. (1988). "Early Holocene waters in the St.Lawrence Lowland : a summary." *Geological Association of Canada special paper* **35**: 277-280.
- Elsworth, D., D. S. Lee, et al. (2006). "Pore pressure response following undrained uCPT sounding in a dilating soil." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **132**(11): 1485-1495.
- Entwisle, D. C. and S. Reeder (1993). "New apparatus for pore fluid extraction from mudrocks for geochemical analysis." *The Mineralogical Society Series* **84**: 365-388.

- Eriksson, K. and C. Johnson (1988). "An adaptive method for linear elliptic problems." *Mathematics of Computation* **50**(182): 361-383.
- Étienne, S., A. Garon, et al. (2009). "Perspective on the geometric conservation law and finite element methods for ALE simulations of incompressible flow." *Journal of Computational Physics* **228**(7): 2313-2333.
- Fahey, M. and J. P. Carter (1986). Some effects of rate loading and drainage on pressuremeter tests in clay. Speciality geomechanics symposium on interpretation of field testing for design parameters, Adelaide, Institution of Engineers, Adelaide.
- Fanning, K. A. and M. E. Q. Pilson (1971). "Interstitial silica and pH in marine sediments: Some effects of sampling procedures." *Science* **173**: 1228–1231.
- Feng, T. W. (2000). "Fall-cone penetration and water content relationship of clays." *Geotechnique* **50**(2): 181-187.
- Feng, T. W. (2001). "Fall-cone penetration and water content relationships of clays." *Geotechnique* **51**(9): 819-821.
- Feng, T. W. and Y. J. Lee (2001). "Coefficient of consolidation from the linear segment of the $t_1/2$ curve." *Canadian geotechnical Journal* **38**(4): 901-909.
- Fetter, C. W. (1980). *Applied hydrogeology*. Columbus, C. E. Merrill.
- Fetter, C. W. (1993). *Contaminant Hydrogeology*, Macmillan Pub. Co.
- Finlay, P. J., R. Fell, et al. (1997). "The relationship between the probability of landslide occurrence and rainfall." *Canadian geotechnical Journal* **34**(6): 811-824.
- Finnemore, E. J. and J. B. Franzini (2002). *Fluid Mechanics with Engineering Applications*. Montréal, McGraw-Hill.
- Fioravante, V., M. Jamiolkowski, et al. (1994). "Analysis of pressuremeter holding tests." *Geotechnique* **44**(2): 227-238.
- Fisher, A. T. and G. Zwart (1997). Packer experiments along the décollement of the barbados accretionary complex: measurements of in situ permeability. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*.
- Fortin, A. and A. Garon. (2007). "Les éléments finis : de la théorie à la pratique. Manuscrit inédit. Consulté le 5 septembre 2008, tiré de <http://www.giref.ulaval.ca/~afortin/elfin/elfind.pdf>."
- Foscal-Mella, G. (1976). *Analyse minéralogique des argiles glaciaires*. Département de génie minéral. Montréal, QC, Canada, École polytechnique de Montréal. Master thesis: 148 p. --
- Fredlund, D. G. and H. Rahardjo (1993). *Soil mechanics for unsaturated soils*. New York ; Toronto, Wiley.
- Fredlund, D. G., A. Xing, et al. (1994). "Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve." *Canadian geotechnical Journal* **31**(4): 533-546.
- Fredlund, M. D., D. G. Fredlund, et al. (2000). "An equation to represent grain-size distribution." **37**(4): 817-827.
- Freeze, R. A. and J. A. Cherry (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall.

- Freeze, R. A. and P. A. Witherspoon (1967). "Theoretical analysis of regional groundwater flow. 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation." *Water Resources Research* **3**: 623-634.
- Fritz, P., R. J. Drimmie, et al. (1987). "The isotopic composition of precipitation and groundwater in Canada." in *Isotope Techniques in Water Resources Development*, IAEA Symposium 299, March 1987, Vienna: 539-550.
- Fritz, P. and J. C. Fontes (1980). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* vol. 1 –The Terrestrial Environment. Amsterdam.
- Gadd, N. R., B. C. McDonald, et al. (1972). "Deglaciation of southern Québec." *Geological survey of Canada*(paper 71-47).
- Gambolati, G., G. Pini, et al. (2002). "Direct, partitioned and projected solution to finite element consolidation models." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **26**(14): 1371-1383.
- Garavito, A. M., P. De Canniere, et al. (2007). "In situ chemical osmosis experiment in the Boom Clay at the Mol underground research laboratory." *Physics and Chemistry of the Earth* **32**(1-7): 421-433.
- Garga, V. K. and M. A. Khan (1991). "Laboratory evaluation of K₀ for overconsolidated clays." *Canadian geotechnical Journal* **28**(5): 650-659.
- Garga, V. K. and V. O'Shaughnessy (1994). "The hydrogeological and contaminant transport properties of fractured Champlain sea clay in Eastern Ontario. Part 2. Contaminant transport." *Canadian geotechnical Journal* **31**: 902-915.
- Garga, V. K. and V. O'Shaughnessy (1994). "The hydrogeological and contaminant transport properties of fractured Champlain sea clay in Eastern Ontario. Part 1. Hydrogeological properties." *Canadian Geotechnical Journal* **31**(6): 885-901.
- Garneau, R. and J.-P. Le Bihan (1977). "Estimation of some properties of Champlain clays with the Swedish fall cone." *Canadian geotechnical Journal* **14**: 571-581.
- Gascoyne, M. (2003). "Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, Southeastern Manitoba." *Applied Geochemistry* **19**: 519–560.
- Gat, J. R. (1980). The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1. P. Fritz and J. C. Fontes: 21-47.
- Gavrilenko, P. (2005). "Hydromechanical coupling in response to earthquakes: on the possible consequences for aftershocks." *Geophysical Journal International* **161**(1): 113-129.
- Gelhar, L. W., C. Welty, et al. (1992). "A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers." *Water Resources Research* **28**(7): 1955-1974.
- Geng, X., C. Xu, et al. (2006). "Non-linear consolidation analysis of soil with variable compressibility and permeability under cyclic loadings." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **30**(8): 803-821.
- Geo-Slope International Ltd. (2008). *Seepage Modeling with SEEP/W 2007*. Calgary, AB, Canada, Geo-Slope International Ltd.

- Germaine, J. T. and C. C. Ladd (1988). Triaxial testing of saturated cohesive soils. Advanced triaxial testing of soil and rock, ASTM STP 977. R. T. Donaghe, R. C. Chaney and M. L. Silver. Philadelphia, PA, American Society for Testing and Materials: 421-459.
- Gerritse, R. G. and R. J. George (1988). "The role of oil organic matter in the geochemical cycling of chloride and bromide." *Hydrogeology Journal* **101**: 83-91.
- Ghabezloo, S., J. Sulem, et al. (2009). "Evaluation of a permeability-porosity relationship in a low-permeability creeping material using a single transient test." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **In Press, Corrected Proof**.
- Gibs and Imbrigiotta (1990). "Well-purging criteria for sampling purgeable organic compounds." *Ground Water* **28**(1): 68-78.
- Gibson, R. E. (1970). "An extension to the theory of the constant head in situ permeability test." *Geotechnique* **20**(2): 193-197.
- Gibson, R. E. and W. F. Anderson (1961). "In-situ measurement of soil properties with pressuremeter." *Civil Engineering (London)* **56**(658): 615-618.
- Giroux, E. (1994). Étude régionale sur le mouvement et l'origine de l'eau souterraine et des ions majeurs dans un dépôt argileux de la mer Champlain. Département de géologie et de génie géologique. Québec, Université Laval. Mémoire de M.Sc.A.
- Globensky, Y. (1987). Géologie des basses-terres du Saint-Laurent, Rapport MM 85-02. Québec, QC, Canada, Direction générale de l'exploration géologique et minérale.
- Gonçalvès, J. (2008). "A slug test to assess the osmotic and hydraulic properties of argillaceous formations." *Water Resources Research* **44**(7).
- Goodall, D. C. and R. M. Quigley (1977). "Pollutant migration from two sanitary landfills sites near Sarnia, Ontario." *Canadian Geotechnical Journal* **14**: 223-236.
- Graf, W. H. and M. S. Altinakar (1995). *Hydrodynamique : une introduction*. Lausanne [Suisse], Presses polytechnique et universitaires romandes.
- Graham, J., M. R. Jamieson, et al. (1990). "Influence of storage and reconsolidation procedures on clay properties." *Geotechnical Testing Journal* **13**(4): 280-290.
- Graig, H. (1961). "Standard for reporting concentration of Deuterium and Oxygene-18 in natural waters." *Sciences* **133**: 1833-1834.
- Grammatikopoulos, I. N. (2006). "Study of preconsolidation pressure values derived by the modified Casagrande method." *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* **11 B**.
- Green, R. E. and J. C. Corey (1971). "Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predictive models." *Soil science Society of America Proceedings* **35**: 3-8.
- Greenkorn, R. A. and D. P. Kessler (1970). Dispersion in heterogeneous non-uniform anisotropic porous media. In *Flow through Porous Media* (6th state-of-the-art Symposium sponsored by Industrial and Engineering Chemistry), R. J. Nunge, Chairman, American Chemical Society Publications, Washington, DC, USA. 159-178.
- Greenkorn, R. A. and D. P. Kessler (1972). *Transfer Operations*. New York

- GSI Environnement (2001). Étude géotechnique-Agrandissement du secteur Nord, lots parties 77 à 87, 90, 93, 94, 99 et 100-BFI usine de triage Lachenaie Ltée, N/D : 293-2549-151: 62 pages.
- GSI Environnement (2001). Étude hydrogéologique-Agrandissement du secteur Nord, lots parties 77 à 87, 90, 93, 94, 99 et 100-BFI usine de triage Lachenaie Ltée, N/D : 293-2549-150: 62 pages.
- Guyonnet, D., J. C. Gourry, et al. (2003). "Heterogeneity detection in an experimental clay liner." *Canadian geotechnical Journal* **40**(1): 149-160.
- Guyonnet, D., S. Mishra, et al. (1993). "EVALUATING THE VOLUME OF POROUS-MEDIUM INVESTIGATED DURING SLUG TESTS." *Ground Water* **31**(4): 627-633.
- Hamouche, K. K., S. Leroueil, et al. (1995). "In situ evaluation of K_0 in Eastern Canada clays." *Canadian geotechnical Journal* **32**(4): 677-688.
- Hansbo, S. (1957). "A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test." *Swedish Geotechnical Institute Proceedings* **14**: 5-47.
- Hansbo, S. (1960). Consolidation of clay, with special reference to influence of vertical sand drains : a study made in connection with full-scale investigations at Ska-Edeby. *Proceedings (Swedish Geotechnical Institute)*. no. 18.
- Hansbo, S. (2003). "Deviation from Darcy's law observed in one-dimensional consolidation." *Geotechnique* **53**(6): 601-605.
- Hanselman, D. C. and B. Littlefield (2005). *Mastering MATLAB 7*. Upper Saddle River, N.J., Prentice Hall.
- Harr, M. E. (1962). *Groundwater and seepage*. New York,, McGraw-Hill.
- Hart, D. J. and H. F. Wang (2001). "A single test method for determination of poroelastic constants and flow parameters in rocks with low hydraulic conductivities." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **38**(4): 577-583.
- Haynes, J. E. and R. M. Quigley (1978). "Framboids in Champlain Sea sediments." *Canadian Journal of Earth Sciences* **15**: 464-465.
- Hazen, A. (1892). "Some physical properties of sand and gravel, with special reference to their use in filtration." *Massachusetts State Board of Health, 24th Annual Report*, Boston, Mass.: 539-556.
- Head, K. H. (1986). *Manual of soil laboratory testing*. New-York, NY, John Wiley & Sons.
- Heidlauf, D. T. and T. R. Bartlett (1993). Effects of monitoring well purge and sample techniques on the concentration of metal analytes in unfiltered ground water samples. In *Proceedings of the NGWA Outdoor Action Conference*, Las Vegas, Nevada.
- Hendry, M. J. (1988). "Hydrogeology of clay till in a prairie region of Canada." *Ground Water* **26**(5): 607-614.
- Hendry, M. J., C. J. Kelln, et al. (2004). "Transport and geochemical controls on the distribution of solutes and stable isotopes in a thick clay-rich till aquitard, Canada." *Journal of Hydrology* **293**(1): 47-56.

- Hendry, M. J., J. R. Ranville, et al. (2003). "Geochemical and transport properties of dissolved organic carbon in a clay-rich aquitard." *Water Resources Research* **39**(7): 1194.
- Hendry, M. J. and L. I. Wassenaar (1999). "Implications of the transport of δD and $\delta^{18}O$ in porewaters on groundwater flow and the timing of geologic events in a thick aquitard system." *Water Resources Research* **35**(6): 1751–1760.
- Henkel, D. J. (1960). The shear strength of saturated remoulded clays. Research conference on shear strength of cohesive soils, Boulder, CO, ASCE.
- Hilf, J. (1991). Compacted Fill. *Foundation Engineering handbook*. V. Nostrand: 244-311.
- Hillaire-Marcel, C. (1988). "Isotopic composition (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C) of biogenic carbonates in Champlain sea sediments." *Geological Association of Canada special paper* **35**: 177-194.
- Hillaire-Marcel, C. (1988). Isotopic composition (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C) of biogenic carbonates in Champlain sea sediments. The late quaternary development of the Champlain sea basin. N. R. Gadd. St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada: 177-194.
- Hines, W. W., D. C. Montgomery, et al. (2005). *Probabilités et statistique pour ingénieurs*. Montréal, Chenelière Éducation.
- Hinsby, K., P. L. Bjerg, et al. (1992). "A MINI SLUG TEST METHOD FOR DETERMINATION OF A LOCAL HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF AN UNCONFINED SANDY AQUIFER." *Journal of Hydrology* **136**(1-4): 87-106.
- Hird, C. C. and S. Srisakthivel (2004). Laboratory measurement of the permeability of Oxford Clay assisted by a self-boring device. *Advances in Geotechnical Engineering: The Skempton Conference*, London, United Kingdom, Thomas Telford Services Ltd London E14 4JD United Kingdom.
- Holtz, R. D. and W. D. Kovacs (1991). *Introduction à la géotechnique*. Montréal, Éditions de l'École Polytechnique de Montréal.
- Holtz, R. D. and W. D. Kovacs (2008). *An Introduction to Geotechnical Engineering* Prentice Hall.
- Hooghoudt, S. B. (1936). "Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden den grond, No. 4." *Verslagen van Landboowkundige Onderzoekingen* **42**(13B): 449-451.
- Hossain, D. (1995). "Leakage control in long-duration testing of triaxial specimens." *Journal of geotechnical engineering* **121**(11): 810-813.
- Houston, W. N. and J. K. Mitchell (1969). "Property interrelationships in sensitive clays." *American Society of Civil Engineers, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division* **95**(SM4): 1037-1062.
- Hsieh, P. A., J. V. Tracy, et al. (1981). "Transient laboratory method for determining the hydraulic properties of "tight" rocks - I. Theory." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* **18**(3): 245-252.
- Hsissou, Y., J. Mudry, et al. (1999). "Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : exemple de la plaine du Souss (Maroc). ." *C. R. Acad. Sci. Paris* **328**: 381-386.

- Hungr, O., F. M. Salgado, et al. (1989). "EVALUATION OF A 3-DIMENSIONAL METHOD OF SLOPE STABILITY ANALYSIS." *Canadian geotechnical Journal* **26**(4): 679-686.
- Husain, M. M. (1996). Origin and persistence of Pleistocene and Holocene water in a regional clayey aquitard and underlying aquifer in part of Southwestern Ontario. *Earth Sciences*. Waterloo, University of Waterloo. Ph.D.
- Huyakorn, P. S. and G. F. Pinder (1983). *Computational methods in subsurface flow*. New York ; Toronto, Academic Press.
- Hvorslev, M. J. (1949). *Subsurface Exploration and Sampling of Soils for Civil Engineering Purposes*. Vicksburg, Waterways Experiment Station.
- Hvorslev, M. J. (1951). Time-lag and soil permeability in ground water observations, Bulletin 36. Vicksburg, MS, USA, U.S. Army Engineering Waterways Experimental Station.
- Hvorslev, M. J. (2002). Time lag and soil permeability in ground-water observations. *A History of Progress: Selected U.S. Papers in Geotechnical Engineering*, United States, American Society of Civil Engineers.
- Hwang, C. T., N. R. Morgenstern, et al. (1971). "On solutions of plane strain consolidation problems by finite element methods." *Canadian geotechnical Journal* **8**(1): 110-118.
- Hyder, Z., J. J. Butler, Jr., et al. (1994). "Slug tests in partially penetrating wells." *Water Resources Research* **30**(11): 2945-2957.
- In Sung, J., C. Choong-Ki, et al. (2003). "Numerical assessment on the consolidation characteristics of clays from strain holding, self-boring pressuremeter test." *Computers and Geotechnics* **30**(2): 121-40.
- Ingebritsen, S. E. and W. E. Sanford (1998). *Groundwater in geologic processes*. Cambridge, UK, Cambridge University Press.
- Ingebritsen, S. E., W. E. Sanford, et al. (2006). *Groundwater in geologic processes*. Cambridge, U.K., Cambridge University Press.
- Jacob, C. E. (1950). *Flow of groundwater*. Engineering Hydraulics. H. Rouse. New-York, John Wiley & Sons: 321-386.
- Janbu, N. (1963). Soil compressibility as determined by oedometer and triaxial tests. *Proceedings of the European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Wiesbaden, Allemagne.
- Janbu, N. and K. Senneset (1979). "Interpretation procedures for obtaining soil deformation parameters." *Proceedings of the European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering* **1**: 185-188.
- Jeremic, B., Z. Cheng, et al. (2008). "Numerical simulation of fully saturated porous materials." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **32**(13): 1635-1660.
- Johns, R. T. (1998). "Pressure solution for sequential hydraulic tests in low-transmissivity fractured and nonfractured media." *Water Resources Research* **34**(4): 889-895.
- Johnson, C. (2009). *Numerical solution of partial differential equations by the finite element method*. Mineola, NY, Dover publications.

- Jose, B. T., A. Sridharan, et al. (1989). "Log-log method for determination of preconsolidation pressure." *Geotechnical Testing Journal* **12**(3): 230-237.
- Kaminski, D. (2003). "Low-flow sampling techniques improve sample quality and reduce monitoring program costs." *Water Well Journal* **June 2003**: 24-28.
- Kazemi, G. A., J. H. Lehr, et al. (2006). *Groundwater Age*. New York.
- Kearl, P. M., N. E. Korte, et al. (1992). "Suggested modifications to ground water sampling procedures based on observations from the colloidal borescope." *Ground Water Monitoring Review* **12**(2): 155-161.
- Kearl, P. M., N. E. Korte, et al. (1994). "Field comparison of micropurging vs. traditional ground water sampling." *Ground Water Monitoring & Remediation* **14**(4): 183-190.
- Kearl, P. M., N. E. Korte, et al. (1992). "Suggested modifications to ground water sampling procedures based on observations from the colloidal borescope." *Ground Water Monitoring Review* **12**: 115-161.
- Keller, C. K. and G. van der Kamp (1992). "Slug Tests with Storage Due to Entrapped Air." *Ground Water* **30**(1): 2-7.
- Keller, J. M. and G. W. Gee (2006). "Comparison of American Society of Testing Materials and Soil Science Society of America hydrometer methods for particle-size analysis." *Soil Science Society of America Journal* **70**(4): 1094-1100.
- Kenney, T. C. (1964). "Sea-level movements and geologic histories of post-glacial marine soils at Boston, Nicolet, Ottawa and Oslo." *Geotechnique* **14**(3): 203-230.
- Kenney, T. C., J. Moum, et al. (1967). Experimental study of bonds in natural clay. *Proceedings of the Geotechnical Conference on Shear Strength Properties of Natural Soils and Rocks*, Oslo, Norway.
- Kharaka, Y. K. and F. A. F. Berry (1973). "Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes, I. Experimental investigation." *Geochimica et cosmochimica acta* **37**: 2577-2603.
- Kim, J. M. (2005). "Three-dimensional numerical simulation of fully coupled groundwater flow and land deformation in unsaturated true anisotropic aquifers due to groundwater pumping." *Water Resources Research* **41**(1).
- Kirkham, D. (1945). "Proposed method for field measurement of permeability of soil below the water table." *Soil science Society of America Proceedings* **10**: 58-68.
- Klein, C. and C. S. Hurlbut, Jr. (1993). *Manual of Mineralogy*. New-York, John Wiley & Sons.
- Koerner, R. M. (1984). *Construction and geotechnical methods in foundation engineering*. McGraw-Hill.
- Kondner, R. L. (1963). "Hyperbolic stress-strain response; cohesive soils." *ASCE -- Proceedings -- Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division* **89**(SM1, Part 1): 115-143.
- Koumoto, T. and G. T. Houlsby (2001). "Theory and practice of the fall cone test." *Geotechnique* **51**(8): 701-712.

- Kozeny, J. (1927). "Ueber kapillare leitung des wassers im boden." Sitzungsberichte Wiener Akademie **136**(2a): 271-306.
- Kresic, N. (2007). Hydrogeology and groundwater modeling. Boca Raton, Fla., CRC Press.
- Kriukov, P. A. and N. A. Komarova (1954). Akademii Nauk SSSR Doklady **99**: 617.
- Krupp, H. K., J. R. Nielsen, et al. (1972). "Relative flow rate in water in soil." Soil science society of america proceedings **36**: 412-417.
- Kumpel, H. J. (1991). "Poroelasticity - parameters reviewed." Geophysical Journal International **105**(3): 783-799.
- La Rochelle, P. and G. Lefebvre (1970). Sampling disturbance in Champlain clays. Sampling of Soil and Rock (STP 483), ASTM: 143-163.
- La Rochelle, P., F. Tavenas, et al. (1988). "Les argiles de l'est du Canada et leur contribution à la compréhension du comportement de l'argile." Canadian geotechnical Journal **25**: 413-427.
- Ladanyi, B. (1963). "Expansion of a cavity in a saturated clay medium." Journal of the Soils Mechanics and Foundation Engineering Division (ASCE) **89**(SM4): 127-161.
- Ladanyi, B. (1972). "In-situ Determination of Undrained Stress-strain Behavior of Sensitive Clays with the Pressuremeter." Canadian geotechnical Journal **9**: 313-319.
- Lade, P. V. and R. DeBoer (1997). "The concept of effective stress for soil, concrete and rock." Geotechnique **47**(1): 61-78.
- Lafhaj, Z. and I. Shahrour (2000). "Use of the boundary element method for the analysis of permeability tests in boreholes." Engineering Analysis with Boundary Elements **24**(9): 695-698.
- Lafleur, J., F. Giroux, et al. (1987). "Field permeability of the weathered Champlain clay crust." Canadian geotechnical Journal **24**(4).
- Lam, L. and D. G. Fredlund (1993). A general limit equilibrium-model for 3-Dimensional slope stability analysis. Canadian geotechnical Journal **30**(6): 905-919.
- Lambe, T. W. (1960). A mechanistic picture of shear strength in clay. Research conference on shear strength of cohesive soils, Boulder, CO, ASCE.
- Lamé, G. (1852). Leçon sur la théorie mathématique d'élasticité des corps solides. Paris, Bachelier.
- Langmuir, D. (1997). Aqueous environmental geochemistry. Upper Saddle River, N.J., Prentice Hall.
- Lapierre, C., S. Leroueil, et al. (1990). Mercury intrusion and permeability of Louiseville clay. Canadian geotechnical Journal **27**(6): 761-773.
- Larsson, R. (1986). Consolidation of soft soils. Linköping, Suède, Swedish Geotechnical Institute.
- Larsson, R. and H. Ahnberg (2005). "On the evaluation of undrained shear strength and preconsolidation pressure from common field tests in clay." Canadian geotechnical Journal **42**(4): 1221-1231.

- Lasalle, P. (1981). Géologie des dépôts meubles de la région Saint-Jean-Lachine (DPV-780), Ministère des Richesses Naturelles du Québec: 13.
- Leahy, D. (1980). Contribution à l'étude du comportement oedométrique des argiles. Québec, QC, Canada, Université Laval: xiii, 182 p.
- Lebuis, J. and P. Rissmann (1978). Etude des caractéristiques des argiles du Québec et critères d'identification des argiles extra-sensibles. G. civil. Sherbrooke, Ministère des richesses naturelles.
- Lebuis, J. and P. Rissmann (1979). Les coulées argileuses dans les régions de Québec et Shawinigan, Geological association of Canada. **Guidebook B-11**: 18-38.
- Lebuis, J., Robert, J.-M. and Rissmann, P. 1982. Regional mapping of landslide hazard in Quebec. In: Symposium on Slopes on Soft Clays. Swedish Geotechnical Institute Report. No. 17, Linköping, 205-262.
- Lee, T.-C. (1999). Applied mathematics in hydrogeology. Boca Raton, FL, Lewis Publishers.
- Lefebvre, G. (1977). Étude en laboratoire des argiles des sites Olga et Rupert 7 (Rapport Géo-77-13), Service de Géologie et Mécanique des sols, Société de la Baie James.
- Lefebvre, G., M. Bozozuk, et al. (1991). Evaluating K_0 in Champlain clays with hydraulic fracture tests. Canadian geotechnical Journal **28**(3): 365-377.
- Lefebvre, G. and G. Grondin (1978). Étude des caractéristiques des argiles du Québec et critères d'identification des argiles extra-sensibles (rapport DP-610). Québec, QC, Canada, Direction générale des mines (Québec).
- Lefebvre, G., D. Leboeuf, et al. (1994). "Laboratory and field determinations of small-strain shear modulus for a structured Champlain clay." Canadian geotechnical Journal **31**(1): 61-70.
- Lefebvre, G. and C. Poulin (1979). New Method of Sampling in Sensitive Clay. Canadian geotechnical Journal **16**(1): 226-233.
- Lefranc, E. (1936). Procédé de mesure de la perméabilité des sols dans les nappes aquifères et application au calcul du débit des puits. Le Génie Civil **109**(15): 306-308.
- Leroueil, S. (1977). Quelques considérations sur le comportement des argiles sensibles. Département de génie civil. Québec, Qc, Canada, Université Laval. Thèse de doctorat.
- Leroueil, S. (1996). "Compressibility of clays: fundamental and practical aspects." Journal of Geotechnical Engineering **122**(7): 534-543.
- Leroueil, S., G. Bouclin, et al. (1990). Permeability anisotropy of natural clays as a function of strain. Canadian geotechnical Journal **27**(5): 568-579.
- Leroueil, S. and J. P. LeBihan (1996). Liquid limits and fall cones. Canadian geotechnical Journal **33**(5): 793-798.
- Leroueil, S., J. P. LeBihan, et al. (1980). Approach for the determination of the préconsolidation pressure in sensitive clays. Canadian geotechnical Journal **17**(3): 446-453.
- Leroueil, S., P. Lerat, et al. (1992). Hydraulic conductivity of a recent estuarine silty clay at Bothkennar. Geotechnique **42**(2): 275-288.

- Leroueil, S., J.-P. Magnan, et al. (1985). Remblais sur argiles molles. Paris, Lavoisier.
- Leroueil, S., L. Samson, et al. (1983). Laboratory and field determination of préconsolidation pressures at Gloucesster. *Canadian geotechnical Journal* **20**(3): 477-490.
- Leroueil, S., F. Tavenas, et al. (1983). Propriétés caractéristiques des argiles de l'est du Canada. *Canadian Geotechnical Journal* **20**: 681-705.
- Leroueil, S., F. Tavenas, et al. (1983). Preconsolidation pressure of Champlain clays. Part II. Laboratory determination. *Canadian geotechnical Journal* **20**(4): 803-816.
- Lessard, G. and J. K. Mitchell (1985). Causes and effects of aging in quick clays. *Canadian geotechnical Journal* **22**(3): 335-346.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of applied mathematics* **2**: 164-168.
- Lewis, R. W., A. Makurat, et al. (2003). Fully coupled modeling of seabed subsidence and reservoir compaction of North Sea oil fields. *Hydrogeology Journal* **11**(1): 142-161.
- Lewis, R. W. and B. Schrefler (1978). Fully coupled consolidation model of the subsidence of Venice. *Water Resources Research* **14**(2): 223-230.
- Lewis, R. W. and B. A. Schrefler (1998). The finite element method in the static and dynamic deformation and consolidation of porous media. Chichester, England Toronto, Wiley.
- Li, L. and M. Aubertin (2003). A general relationship between porosity and uniaxial strength of engineering materials. *Canadian Journal of Civil Engineering* **30**(4): 644-658.
- Li, Y.-H. and S. Gregory (1974). Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **38**: 703-714.
- Libby, W. F. (1946). "Atmospheric helium three end radiocarbon from cosmic radiation." *Physical Review* **69**: 671-672.
- Libes, S. M. (1992). An introduction to marine biogeochemistry. New York, John Wiley and Sons.
- Lings, M. L. (2001). "Drained and undrained anisotropic elastic stiffness parameters." *Geotechnique* **51**(6): 555-565.
- Liu, G., G. C. Bohling, et al. (2008). "Simulation assessment of the direct-push permeameter for characterizing vertical variations in hydraulic conductivity." *Water Resources Research* **44**(2): W02432.
- Lo, K. Y. and K. S. Ho (1991). "Effects of electroosmotic field treatment on the soil properties of a soft sensitive clay." *Canadian geotechnical Journal* **28**(6): 763-770.
- Locat, J. and M.-A. Berube (1997). "Laboratory investigations on lime stabilization of sensitive clays." *Canadian Geotechnical Conference*: 121-130.
- Locat, J. and D. Demers (1988). "VISCOSITY, YIELD STRESS, REMOLDED STRENGTH, AND LIQUIDITY INDEX RELATIONSHIPS FOR SENSITIVE CLAYS." *Canadian geotechnical Journal* **25**(4): 799-806.

- Locat, J., G. Lefebvre, et al. (1984). "Mineralogy, chemistry, and physical properties interrelationships of some sensitive clays from eastern Canada." *Canadian Geotechnical Journal* **21**: 530-540.
- Lohman, S. W. (1961). "Compression of elastic aquifers." U.S. Geological Survey Prof. Paper **424-B**: 47-48.
- Loiselle, A., M. Massiera, et al. (1971). "Study of the cementation bonds of the sensitive clays of the Outardes River region." *Canadian geotechnical Journal* **8**(3): 479-498.
- Loret, B., E. Rizzi, et al. (2001). "Relations between drained and undrained moduli in anisotropic poroelasticity." *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* **49**(11): 2593-2619.
- Low, H.-E. and K.-K. Phoon (2008). "Effect of cementation on the compressibility of Singapore upper marine clay." *Canadian geotechnical Journal* **45**(7): 1018-1024.
- Lu, N., G. H. Ristow, et al. (2000). "The Accuracy of Hydrometer Analysis for Fine-Grained Clay Particles." *Geotechnical Testing Journal* **23**(4): 487-495.
- Lun, P. T. W. and A. K. Parkin (1985). "Consolidation Behaviour determined by the velocity method." *Canadian geotechnical Journal* **22**(2): 158-165.
- Maasland, M. and D. Kirkham (1959). "Measurement of permeability of tri-axially anisotropic soil." *ASCE, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division* **85**(SM 3): 25-34.
- Magnan, J.-P., S. Bagheri, et al. (1979). "Étude numérique de la consolidation unidimensionnelle en tenant compte des variations de la perméabilité et de la compressibilité du sol, du fluage et de la non-saturation." *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées* **103**: 83-94.
- Mahnken, R. and P. Steinmann (2001). "A finite element algorithm for parameter identification of material models for fluid saturated porous media." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **25**(5): 415-434.
- Malusis, M. A., C. D. Shackelford, et al. (2001). "A Laboratory Apparatus to Measure Chemico-Osmotic Efficiency Coefficients for Clay Soils." *Geotechnical Testing Journal* **24**(3): 229-242.
- Marchand, G. and F. Tavenas (1980). *Etude du comportement des pentes avant rupture, Rapport interimaire No. 1, GCT-80-01, Département de Génie civil, Université Laval, QC, Canada.*
- Marquardt, D. W. (1963). "An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters." *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics* **11**(2): 431-441.
- Massiera, M. (1969). *Cimentation des argiles sensibles de la région Rivière aux Outardes. Département de génie civil. Montreal, Qc, Canada, École polytechnique de Montréal: 2 v. --.*
- Mata, C. and A. Ledesma (2003). "Permeability of a bentonite-crushed granite rock mixture using different experimental techniques." *Geotechnique* **53**(8): 747-758.
- Mathias, S. A. and A. P. Butler (2007). "Shape factors for constant-head double-packer permeameters." *Water Resources Research* **43**(6): W06430.

- Mbonimpa, M., M. Aubertin, et al. (2003). "Diffusion and consumption of oxygen in unsaturated cover materials." *Canadian geotechnical Journal* **40**(5): 916-932.
- Mbonimpa, M., M. Aubertin, et al. (2002). "Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity." *Geotechnical and Geological Engineering* **20**(3): 235-259.
- McElwee, C. D. (2001). "Application of a nonlinear slug test model." *Ground Water* **39**(5): 737-744.
- McElwee, C. D., G. C. Bohling, et al. (1995). "SENSITIVITY ANALYSIS OF SLUG TESTS .1. THE SLUGGED WELL." *Journal of Hydrology* **164**(1-4): 53-67.
- McElwee, C. D., J. J. Butler, Jr., et al. (1995). "Sensitivity analysis of slug tests. Part 2. Observation wells." *Journal of Hydrology* **164**(1-4): 69-87.
- McKay, L. D. (1991). Groundwater flow and contaminant transport in a fractured clay till. Ontario, University of Waterloo. **Ph.D. thesis**.
- McMahon, P. B. and F. H. Chappelle (1991). "Geochemistry of dissolved inorganic carbon in a Coastal Plain aquifer." *Journal of Hydrology* **127**: 109-135.
- MDDEP (2005). Règlement sur l'enfouissement et l'incinération de matières résiduelles. d. l. E. e. d. P. Ministère du Développement durable, Éditeur Officiel du Québec. **Q-2, r.6.02**: 63.
- Meinzer, O. E. (1928). "Compressibility and elasticity of artesian aquifers." *Economic Geology* **23**: 263-291.
- Mendoza, M. J. and M. Orozco (2001). "Quick and reliable procedure for liquid limit determination of fine-grained soils." *Geotechnical Testing Journal* **24**(1): 103-108.
- Mesri, G. and T. M. Hayat (1993). "THE COEFFICIENT OF EARTH PRESSURE AT REST." *Canadian geotechnical Journal* **30**(4): 647-666.
- Mesri, G. and R. E. Olson (1971). "Mechanisms controlling the permeability of clays." *Clays Clay Miner* **19**: 151-158.
- Mesri, G. and A. Rokhsar (1974). "Theory of Consolidation for Clays." *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE* **100**(No. GT8, Proc.paper 10740): 889-904.
- Meyerhof, G. G. (1963). "Some recent research on bearing capacity of foundations." *Canadian geotechnical Journal* **1**(1): 16-26.
- Michalski, A. (1989). "Hydrogeology of the Brunswick (Passaic) formation and implications for ground water monitoring practice". *Ground Water Monitoring and Remediation*(Fall 1990): 134-143.
- Mieussens, C. and P. Ducasse (1977). "Mesure en place des coefficients de perméabilité et des coefficients de consolidation horizontaux et verticaux." *Canadian geotechnical Journal* **14**(1): 76-90.
- Mitchell, J. K. and W. N. Houston (1969). "Causes of clay sensitivity." *American Society of Civil Engineers, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division* **95**(SM3): 845-871.

- Mitchell, J. K. and K. Soga (2005). *Fundamentals of Soil Behavior*. Hoboken, NJ, John Wiley & Sons.
- Mohamed, F. A., E. Allen, et al. (1993). "WELL RESPONSE TEST .3. THE INVERSE PROBLEM." *Inverse Problems* **9**(4): 483-493.
- Monkul, M. M. and O. Onal (2006). "A Visual Basic program for analyzing oedometer test results and evaluating intergranular void ratio." *Computers and Geosciences* **32**(5): 696-703.
- Montgrain, F. C. (1997). *Prévision de la performance des argiles Champlain comme barrières à la migration des contaminants dans les sites d'enfouissement*. Génie de l'environnement. Sherbrooke, Université de Sherbrooke. **Mémoire de Maîtrise (M.Sc.)**.
- Moore, J. G., J. D. Brown, et al. (1977). "The effect of leaching on engineering behaviour of a marine sediment." *Geotechnique* **27**(4): 517-531.
- Morgenstern, N. R. and B. I. Balasubramonian (1980). *Effects of pore fluid on the swelling of clay shale*. Fourth international conference on expansive soils, Denver.
- Morin, P. (1991). "Amélioration des mesures des propriétés de consolidation au laboratoire à l'aide du montage perméamétrique." *Canadian geotechnical Journal* **28**(1): 127-133.
- Morin, P., S. Leroueil, et al. (1983). "PRECONSOLIDATION PRESSURE OF CHAMPLAIN CLAYS. PART I. IN-SITU DETERMINATION." *Canadian geotechnical Journal* **20**(4): 782-802.
- Morin, R. H. and H. W. Olsen (1987). "Theoretical Analysis of the Transient Pressure Response from a Constant Flow Rate Hydraulic Conductivity Test." *Water Resources Research* **23**(8): 1461-1470.
- Morin, R. H., H. W. Olsen, et al. (1989). "Graphical method for determining the coefficient of consolidation c_v from a flow-pump permeability test." *Geotechnical Testing Journal* **12**(4): 302-307.
- Morissette, L., M. W. St-Louis, et al. (2001). "Empirical settlement predictions in overconsolidated Champlain Sea clays." *Canadian geotechnical Journal* **38**(4): 720-731.
- Murthy, A. S. P. and R. E. Ferrell, Jr. (1972). "Distribution of major cations in estuarine sediments." *Clays and Clay Minerals* **21**: 161-165.
- Nagaraj, T. S., B. R. S. Murthy, et al. (1990). "ANALYSIS OF COMPRESSIBILITY OF SENSITIVE SOILS." *Journal of Geotechnical Engineering-Asce* **116**(1): 105-118.
- Narasimhan, T. (2006). "Coupled equations for transient water flow, heat flow, and deformation in hydrogeological systems." *Journal of Earth System Science* **115**(2): 219-228.
- Natarajan, R. N., J. R. Williams, et al. (2004). "Recent advances in analytical modeling of lumbar disc degeneration." *Spine* **29**(23): 2733-2741.
- Navfac DM7 (1974). *Design Manual - Soil Mechanics, Foundations, and Earth Structures*. Washington, D.C., Government Printing Office.
- Nettleship, I., L. Cisko, et al. (1997). "Aggregation of clay in the hydrometer test." *Canadian geotechnical Journal* **34**(4): 621-626.

- Neuman, S. P. (1990). "Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media." *Water Resources Research* **26**(8): 1749-1758.
- Nèutzmann, G., P. Viotti, et al. (2005). *Reactive transport in soil and groundwater : [ressource électronique] processes and models*. Berlin, Springer.
- Neuzil, C. E. (1982). "On conducting the modified "slug" test in tight formation " *Water Resources Research* **18**(2): 439-441.
- Neuzil, C. E. (1986). "Groundwater flow in low-permeability environments." *Water Resources Research* **22**(8): 1163-1195.
- Neuzil, C. E. (2000). "Osmotic generation of 'anomalous' fluid pressures in geological environments." *Nature* **403**(6766): 182-184.
- Neuzil, C. E., C. Cooley, et al. (1981). "Transient laboratory method for determining the hydraulic properties of "tight" rocks - II. Application." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* **18**(3): 253-258.
- Nielsen, D. M. and G. L. Nielsen (2006). *The essential handbook of ground-water sampling*. 2nd edition. CRC Press. Boca Raton, Florida.
- Niemann, W. L. and C. W. Rovey (2000). "Comparison of hydraulic conductivity values obtained from aquifer pumping tests and conservative tracer tests." *Ground Water Monitoring and Remediation* **20**(3): 122-128.
- Northrup, Z. (1918). "The true soil solution." *Science* **47**: 638-639.
- Novakowski, K. S. (1993). "INTERPRETATION OF THE TRANSIENT FLOW-RATE OBTAINED FROM CONSTANT-HEAD TESTS CONDUCTED IN-SITU IN CLAYS." *Canadian geotechnical Journal* **30**(4): 600-606.
- Novakowski, K. S. and G. S. Bickerton (1997). "Borehole measurement of the hydraulic properties of low-permeability rock." *Water Resources Research* **33**(11): 2509-2517.
- Nuclear Energy Agency and Organisation for economic co-operation and development (2000). "Porewater extraction from argillaceous rocks for geochemical characterisation. Methods and interpretation."
- Occhietti, S. (1989). *Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. R. J. Fulton. Ottawa, ON, Canada, Commission géologique du Canada.
- Occhietti, S., M. Chartier, et al. (2001). "Paléoenvironnements de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 BP : le site de Saint-Nicolas." *Géographie physique et Quaternaire* **55**(1): 23-46.
- Occhietti, S. and C. Hillaire-Marcel (1982). *Les paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 500 et 9000 BP*. Colloque Milieux glacio-marins actuels et passés. Congrès de l'ACFAS, Montréal.
- OCDE (2000). *Porewater extraction from argillaceous rocks for geochemical characterization*. OCDE.
- Odell, B. P., P. H. Groenevelt, et al. (1998). "Rapid determination of hydraulic conductivity in clay liners by early-time analysis." *Soil Science Society of America Journal* **62**(1): 56-62.

- OECD (2000). Pore water extraction from argillaceous rocks for geochemical characterization, Organisation for economic co-operation and development.
- Oettl, G., R. F. Stark, et al. (2004). "Numerical simulation of geotechnical problems based on a multi-phase finite element approach." *Computers and Geotechnics* **31**(8): 643-664.
- OFEFP. Office Fédéral Suisse de l'Environnement, d. F. e. d. P. O. (2003). Guide pratique de l'échantillonnage des eaux souterraines. Berne, Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP ; DETEC) en collaboration avec la Société suisse d'hydrogéologie (SSH).
- Ogata, A. (1970). Theory of dispersion in a granular medium. *Geol. Surv. Prof. Paper* 411-I.
- Olsen, H. W. (1985). "Osmosis: a cause of apparent deviations from Darcy's law." *Canadian geotechnical Journal* **22**(2): 238-241.
- Olson, R. E. (1986). State of the Art : Consolidation testing. *Consolidation of Soils: Testing and Evaluation*. R. N. Young and F. C. Townsend. Philadelphia, ASTM.
- ORTEGA-GUERRERO, A., J. A. CHERRY, et al. (1997). "Origin of pore water and salinity in the lacustrine aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City." *Journal of Hydrology* **197**: 47-69.
- Pair, D. L. and C. G. Rodrigues (1993). "Late quaternary deglaciation of the southwestern St-Lawrence lowland, New York and Ontario." *Geological Society of America Bulletin* **105**(9): 1151-1164.
- Pair, D. L. and C. G. Rodrigues (1993). "LATE QUATERNARY DEGLACIATION OF THE SOUTHWESTERN ST-LAWRENCE LOWLAND, NEW-YORK AND ONTARIO." *Geological Society of America Bulletin* **105**(9): 1151-1164.
- Palmer, C. M. (1996). Principles of contaminant hydrogeology. Boca Raton, Lewis Publishers.
- Pande, G. N. and S. Pietruszczak (1990). "A RATIONAL INTERPRETATION OF PORE PRESSURE PARAMETERS." *Geotechnique* **40**(2): 275-279.
- Pane, V., P. Croce, et al. (1983). "Effects of consolidation on permeability measurements for soft clay." *Geotechnique* **33**(1): 67-72.
- Parent, M. and S. Occhietti (1988). "Late Wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec." *Géographie physique et Quaternaire* **42**(3): 215-246.
- Pearson, F. J. (1965). Use of C-13/C-12 ratios to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone. *Proceedings of the 6th International Conference on Radiocarbon and Tritium Dating*, Pulman, Whashington.
- Pearson, F. J. J. and B. B. Hanshaw (1970). Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on Carbon-14 dating. *Isotope Hydrology*. Vienna, International Atomic Energy Agency: 271-286.
- Peck, R. B. (1969). Deep excavations and tunneling in soft ground, State-of-the-art Report. *Proceedings of the 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Mexico.
- Penman, A. D. M. (1976). "EARTH PRESSURES MEASURED WITH HYDRAULIC PIEZOMETERS." *Ground Engineering* **9**(8): 17-23.

- Penner, E. and K. N. Burn (1978). "Review of engineering behaviour of marine clays in eastern Canada." *Canadian geotechnical Journal* **15**(2): 269-282.
- Peres, A. M. M., M. Onur, et al. (1989). "A new analysis procedure for determining aquifer properties from slug test data." *Water Resources Research* **25**(7): 1591-1602.
- Perret, D., J. Locat, et al. (1995). "Strenght development with burial in fine-grained sediments from the Saguenay fjord, Quebec." *Canadian geotechnical Journal* **32**(2): 247-262.
- Perrone, V. J. (1998). One dimensional computer analysis of simultaneous consolidation and creep of clay. Virginia, Virginia Polytechnic Institute and State University.
- Persson, P.-O. and G. Strang (2004). "A simple mesh generator in MATLAB." *SIAM Review* **46**(2): 329-345.
- Petrak, M. J. (2003). Development of an in situ hydraulic conductivity probe and measurement protocol, The University of Manitoba (Canada).
- Phoon, K. K., K. C. Toh, et al. (2002). "An efficient diagonal preconditioner for finite element solution of Biot's consolidation equations." *International Journal for Numerical Methods in Engineering* **55**(4): 377-400.
- Potts, D. M. and L. Zdravkovic (1999). *Finite element analysis in geotechnical engineering : theory*. London, Thomas Telford.
- Potts, D. M. and L. Zdravkovic (2001). *Finite element analysis in geotechnical engineering : application*. London, Telford.
- Pozrikidis, C. (2005). *Introduction to finite and spectral element methods using Matlab*. Boca Raton, FL, Chapman & Hall/CRC.
- Prest, V. K. and J. Hode Keyser (1977). *Geology and engineering characteristics of surficial deposits, Montreal Island and vicinity, Quebec*, Geological Survey of Canada, Paper 75-27: 29 p.
- Puls, R. W., D. A. Dark, et al. (1992). "Metals in ground water: Sampling artifacts and reproducibility." *Hazardous Waste and Hazardous Materials* **9**(2): 149-162.
- Puls, R. W. and C. J. Paul (1995). "Low-flow purging and sampling of ground-water monitoring wells with dedicated systems." *Ground Water Monitoring and Remediation* **15**(1): 116-123.
- Quigley, R. M. (1980). "Geology mineralogy and geochemistry of Canadian soft soils: a geotechnical perspective." *Canadian Geotechnical Journal* **17**: 261-285.
- Quigley, R. M., Q. H. J. Gwyn, et al. (1983). "Leda clay from deep boreholes at Hawkesbury, Ontario. Part I: Geology and geotechnique." *Canadian Geotechnical Journal* **20**: 288-298.
- Quigley, R. M., J. E. Haynes, et al. (1985). *Geology, geotechnique, mineralogy and geochemistry of Leda clay from deep boreholes, Hawkesbury area, Prescott county, Ontario* Geological Survey, Study 29: 128 p.
- Rajkai, K., S. Kabos, et al. (2004). "Estimating the water retention curve from soil properties: Comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods." *Soil and Tillage Research* **79**(2 SPEC.ISS.): 145-152.

- Raju, P., N. S. Pandian, et al. (1995). "ANALYSIS AND ESTIMATION OF THE COEFFICIENT OF CONSOLIDATION." *Geotechnical Testing Journal* **18**(2): 252-258.
- Ramesh, R. and B. Danglejan (1995). "Mineralogy, chemistry and particle-size interrelationships in some postglacial marine deposits of the St-Lawrence lowlands." *Journal of Coastal Research* **11**(4): 1167-1179.
- Randolph, M. F. and J. R. Brooker (1982). Analysis of seepage into a cylindrical permeameter. Proceedings of the 4th International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Edmonton, AB, Canada.
- Randolph, M. F. and C. P. Wroth (1979). "Analytical solution for the consolidation around a driven pile." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **3**(3): 217-229.
- Rangear, D., P. Y. Hicher, et al. (2003). "Determining soil permeability from pressuremeter tests." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **27**(1): 1-24.
- Rankka, K., Y. Anderddon-skold, et al. (2004). Quick clay in Sweden. S. G. Institute.: Report No. 65.
- Ratnam, S., K. Soga, et al. (2001). "Revisiting Hvorslev's intake factors using the finite element method." *Geotechnique* **51**(7): 641-645.
- Ratnam, S., K. Soga, et al. (2005). "A field permeability measurement technique using a conventional self-boring pressuremeter." *Geotechnique* **55**(7): 527-537.
- Raymond, G. P. and M. M. Azzouz (1969). Permeability determination for predicting rates of consolidation. In situ investigations in soils and rocks. London, Institution of Civil Engineers: 285-293.
- Régini, F. (2009). Évolution géochimique de l'eau interstitielle d'une argile de la mer de Champlain. Département de génie géologique. Montréal, École Polytechnique de Montréal. **M.Sc.A.**
- Rehinder, G. (2005). "Relation between non-steady supply pressure and flux for a double packer conductivity meter: an approximate analytical solution." *Flow, Turbulence and Combustion* **74**(1): 1-20.
- Richards, L. A. (1931). "Capillary conduction of liquids in porous mediums." *Physics* **1**: 318-333.
- Richter, B. C. and C. W. Kreidler (1993). Geochemical techniques for identifying sources of groundwater salinization. B. R. C. K. Smoley. Florida: 258.
- Ritchey, J. (2002). Low-flow purging and sampling groundwater: Evolution of technology and standards. ASTM standardization news.
- Robin, M. J. L. and R. W. Gillham (1987). "Field evaluation of well purging procedures." *Groundwater Monitoring Review* **7**(4): 85-93.
- Robinson, R. G. and M. M. Allam (1998). "Effect of clay mineralogy on coefficient of consolidation." *Clays and Clay Minerals* **46**(5): 596-600.
- Rose, H. E. and W. A. Bruce (1949). "Evaluation of capillary character in petroleum reservoir rocks." *Petroleum Transactions, AIME* **186**: 127-142.

- Rosenqvist, I. T. (1946). "Om leires kvikkaghtighet." Statens Vegvesen Veglaboratoriet Meddelen **4**: 5-12.
- Ross, J. D. and M. Gascoyne (1995). Methods for Sampling and Analysis of Groundwaters in the Canadian Nuclear Fuel Waste Management Program, Atomic Energy of Canada Limited Technical Record, TR-588, COG-93-36.
- Rovey, C. W. and D. S. Cherkauer (1995). "Scale dependency of hydraulic conductivity measurements in a carbonate aquifer." Groundwater
- Rowe, R. K. and J. R. Booker (1988). Modelling of contaminant movement through fractured or jointed media with parallel fractures. Proceedings of the 6th International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Innsbruck.
- Rozhko, A. Y. (2008). "Benchmark for poroelastic and thermoelastic numerical codes." Physics of the Earth and Planetary Interiors **171**(1-4): 170-176.
- Sacchi, E., J. L. Michelot, et al. (2000). Pore-water extraction from argillaceous rocks for geochemical characterisation: methods and interpretations. OECD/NEA, Nuclear Energy Agency.
- Sacchi, E., J. L. Michelot, et al. (2000). "Extraction of water and solutes from argillaceous rocks for geochemical characterisation: Methods, processes, and current understanding." Hydrogeology Journal **9**: 17-33.
- Saihi, F., S. Leroueil, et al. (2002). "Behaviour of the stiff and sensitive Saint-Jean-Vianney clay in intact, destructed, and remoulded conditions." Canadian geotechnical Journal **39**(5): 1075-1087.
- Sällfors, G. (1975). Preconsolidation pressure of soft high-plastic clays. Göteborg, Suède, Chalmers tekniska högskola. Thèse de doctorat
- Samarasinghe, A. M., Y. H. Huang, et al. (1982). "Permeability and Consolidation of Normally Consolidated Soils " Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE **118**(GT6): 835-850.
- Sanford, W. (1997). "Correcting for diffusion in Carbon-14 dating of groundwater." Ground Water **35**: 357-361.
- Sathananthan, I. and B. Indraratna (2006). "Laboratory evaluation of smear zone and correlation between permeability and moisture content." Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering **132**(7): 942-945.
- Schneebeli, G. (1966). Hydraulique souterraine. Paris, France, Eyrolles.
- Scholes, O. N., S. A. Clayton, et al. (2007). "Permeability anisotropy due to consolidation of compressible porous media." Transport in Porous Media **68**(3): 365-387.
- Séguin, A. (1995). Origin of saline groundwater in Torbolton Ward, Eastern Ontario. Ottawa, University of M.Sc. thesis.
- Selvadurai, A. P. S. and P. Carnaffan (1997). "A transient pressure pulse method for the measurement of permeability of a cement grout." Canadian Journal of Civil Engineering **24**(3): 489-502.

- Senjuntichai, T. and R. Rajapakse (1993). "TRANSIENT-RESPONSE OF A CIRCULAR CAVITY IN A POROELASTIC MEDIUM." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* **17**(6): 357-383.
- Shapiro, A. M. and E. A. Greene (1995). "INTERPRETATION OF PREMATURELY TERMINATED AIR-PRESSURIZED SLUG TESTS." *Ground Water* **33**(4): 539-546.
- Sharma, B. and P. K. Bora (2003). "Plastic limit, liquid limit and undrained shear strength of soil-reappraisal." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **129**(8): 774-777.
- Sheng, D. and S. W. Sloan (2003). "Time stepping schemes for coupled displacement and pore pressure analysis." *Computational Mechanics* **31**(1-2): 122-134.
- Shibuya, S., D. Li, et al. (2005). Mechanical behavior of structured clay and its simulation. *Geomechanics: Testing, Modeling, and Simulation - Proceedings of the First Japan-U.S. Workshop on Testing, Modeling, and Simulation*, Boston, MA, United States, American Society of Civil Engineers Reston VA 20191-4400 United States.
- Silvestri, V. (1998). "On the determination of the stress-strain curve of clay from the undrained plane-strain expansion of hollow cylinders: a long-forgotten method." *Canadian geotechnical Journal* **35**(2): 360-363.
- Silvestri, V. (2003). "Assessment of self-boring pressuremeter tests in sensitive clay." *Canadian geotechnical Journal* **40**(2): 362-387.
- Silvestri, V. (2004). "Disturbance effects in pressuremeter tests in clay." *Canadian geotechnical Journal* **41**(4): 738-759.
- Silvestri, V. (2006). "Strain-rate effects in self-boring pressuremeter tests in clay." *Canadian geotechnical Journal* **43**(9): 915-927.
- Silvestri, V. and G. Abou-Samra (2008). "Analysis of instrumented sharp cone and pressuremeter tests in stiff sensitive clay." *Canadian geotechnical Journal* **45**(7): 957-972.
- Silvestri, V. and M. Bouteldja (1993). "On the consolidation response of a sensitive clay under cyclic loading." *Canadian Geotechnical Conference*: 455-464.
- Silvestri, V. and R. Diab (2001). "Stress distributions and paths in clays during pressuremeter tests." *Canadian geotechnical Journal* **38**(3): 542-552.
- Silvestri, V., M. Soulie, et al. (1992). "On S_u/s_p relationships in lightly overconsolidated sensitive clays of Quebec." *Canadian Geotechnical Conference*: 7/1-7/10.
- Singh, P. N. and W. W. Wallender (2008). "Effects of adsorbed water layer in predicting saturated hydraulic conductivity for clays with Kozeny-Carman equation." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **134**(6): 829-836.
- Sivakumar Babu, G. L., N. S. Pandian, et al. (1993). "A reexamination of the permeability index of clays." *Canadian geotechnical Journal* **30**: 187-191.
- Skempton, A. W. (1954). "The pore-pressure coefficients A and B." *Geotechnique* **4**: 143-147.
- Skempton, A. W. and R. D. Northey (1952). "Sensitivity of clays." *Geotechnique* **3**(1): 30-53.

- Skempton, A. W. and V. A. Sowa (1963). "The Behaviour of Saturated Clays During Sampling and Testing." *Geotechnique* **13**.
- Smiles, D. E. and E. G. Youngs (1965). "Hydraulic conductivity determinations by several field methods in a sand tank." *Soil Science* **99**(2): 83-87.
- Société canadienne de géotechnique (2006). Canadian foundation engineering manual. Richmond, B.C., Canadian Geotechnical Society.
- Söderblom, R. (1969). Salt in Swedish clays and its importance for quick clay formation : results from some field and laboratory studies. Proceedings (Swedish Geotechnical Institute). no. 22.
- Söderblom, R. (1969). "Salts in swedish clays and its importance for quick clay formation." Swedish geotechnical institute **22**.
- Söderblom, R. (1974). Organic matter in swedish clays and its importance for quick clay formation. Proceedings (Swedish Geotechnical Institute). no. 26.
- Soulie, M., P. Montes, et al. (1990). "MODELING SPATIAL VARIABILITY OF SOIL PARAMETERS." *Canadian geotechnical Journal* **27**(5): 617-630.
- Sridharan, A., B. M. Abraham, et al. (1991). "Improved technique for estimation of preconsolidation pressure." *Geotechnique* **41**(2): 263-268.
- Sridharan, A. and K. Prakash (1985). "Improved rectangular hyperbola method for determination of coefficient of consolidation." *Geotechnical Testing Journal* **8**(1): 37-40.
- Sridharan, A. and K. Prakash (1997). "The log δ -log t method for the determination of the coefficient of consolidation." *Proceedings of the Institution of Civil Engineers Geotechnical Engineering* **125**(1): 27-32.
- Sridharan, A. and K. Prakash (2000). "Percussion and Cone Methods of Determining the Liquid Limit of Soils: Controlling Mechanisms." *Geotechnical Testing Journal* **23**(2): 236-244.
- Stehfest, H. (1970). "Numerical inversion of Laplace transforms." *Communications of the ACM* **13**(1): 47-49.
- Stein, E., R. d. Borst, et al. (2004). *Encyclopedia of computational mechanics. Volume 1, Fundamentals*. Chichester, England, John Wiley.
- Stumm, W. and J. J. Morgan (1979). *Aquatic chemistry*. New York, NY.
- Sun, N.-Z. (1994). *Inverse problems in groundwater modeling*. Dordrecht, Kluwer Academic.
- Talesnick, M. and S. Frydman (1990). "The Preparation of Hollow Cylinder Specimens from Undisturbed Tube Samples of Soft Clay." *Geotechnical Testing Journal* **13**(3): 243-249.
- Tamers, M. A. (1975). "The validity of radiocarbon dates on groundwater." *Geophysical Survey* **2**: 217-239.
- Tanaka, H., D. R. Shiwakoti, et al. (2001). "Comparison of mechanical behavior of two overconsolidated clays: Yamashita and Louiseville clays." *Soils and Foundations* **41**(4): 73-87.
- Tavenas, F., M. Diene, et al. (1990). "Analysis of the in situ constant-head permeability test in clays." *Canadian geotechnical Journal* **27**(3): 305-314.

- Tavenas, F., P. Jean, et al. (1983). "Permeability of natural soft clays. Part II: permeability characteristics." *Canadian geotechnical Journal* **20**(4): 645-660.
- Tavenas, F., P. Leblond, et al. (1983). "Permeability of natural soft clays. Part I: methods of laboratory measurement." *Canadian geotechnical Journal* **20**(4): 629-644.
- Tavenas, F., M. Tremblay, et al. (1986). In Situ Measurement Of Permeability In Soft Clays, Blacksburg, VA, USA, ASCE (Geotechnical Special Publ n 6), New York, NY, USA.
- Tavenas, F. A., C. Chapeau, et al. (1974). "Immediate settlements of three test embankments on Champlain clay." *Canadian geotechnical Journal* **11**(1): 109-141.
- Tavenas, F. A., R. S. Ladd, et al. (1973). Accuracy of Relative Density Measurements: Results of a Comparative Test Program. Evaluation of relative density and its role in geotechnical projects involving cohesionless soils (STP 523). E. T. Selig and R. S. Ladd. Philadelphia, PA, ASTM.
- Taylor, D. W. (1948). Fundamentals of soil mechanics. New-York, John Wiley & Sons.
- Terzaghi, K. (1925). Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer - Grundlage. Leipzig, Deuticke.
- Terzaghi, K. and O. K. Frölich (1936). Theorie der setzung von tonschichter. Vienna, Deuticke.
- Terzaghi, K. and R. B. Peck (1967). Soil mechanics in engineering practice. New York ; Toronto, Wiley.
- Theis, C. V. (1935). "The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater sorage." *Transactions, American Geophysical Union* **16**: 519-524.
- Thiem, G. (1906). Hydrologische Methoden. Leipzig, Germany, Gebhardt.
- Thorsen, G. (1995). Preconsolidation pressure and creep settlements - estimations based on results of oedometer tests, Hiroshima, Japan.
- Timms, W. A. and M. J. Hendry (2006). "Quantifying the impact of cation exchange on long-term solute transport in a clay-rich aquitard." *Journal of Hydrology* **in print**, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.025.
- Todd, D. K. (1980). Groundwater hydrology. New York, Wiley.
- Todd, D. K. and L. W. Mays (2005). Groundwater hydrology. Hoboken, NJ, John Wiley & Sons.
- Torrance, J. K. (1974). "Laboratory investigation of the effect of leaching on the compressibility and shear strength of Norwegian marine clays." *Geotechnique* **24**(2): 155-173.
- Torrance, J. K. (1988). "Mineralogy, pore-water chemistry and geotechnical behavior of Champlain Sea and related sediments."
- Torrance, J. K. (1988). Mineralogy, pore-water chemistry, and geotechnical behaviour of Champlain Sea and related sediments. The late quaternary development of the Champlain sea basin. N. R. Gadd. St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada: 259-275.
- Torrance, J. K. and R. Kirkpatrick (2004). "Detrital ooids of Holocene age in glaciomarine Champlain sea sediments, Gatineau, Quebec, Canada." *Canadian Journal of Earth Sciences* **41**(6): 765-773.

- Torrance, K. J. (1995). "On the paucity of amorphous minerals in the sensitive postglacial marine clays." *Canadian Geotechnical Journal* **32**(4): 535-538.
- Toth, J. (1999). "Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations." *Hydrogeology Journal* **7**(1): 1-14.
- Tovey, N. K. and K. Y. Wong (1973). The preparation of soils and other geological materials for the SEM. Proceedings of the International Symposium on Soil Structure, Gothenburg, Sweden.
- Troup, B. N., O. P. Bricker, et al. (1974). "Oxidation effects on the analysis of iron in the interstitial water of recent anoxic sediments." *Nature* **249**: 237-239.
- USEPA (1993). Ground Water Sampling Workshop -- A Workshop Summary EPA/600/R-94/205, NTIS PB 95-193249. Dallas, TX: 126.
- Vaid, Y. P., E. K. F. Chung, et al. (1990). "STRESS PATH AND STEADY-STATE." *Canadian geotechnical Journal* **27**(1): 1-7.
- Van der Kamp, G. (2001). "Methods for determining the in situ hydraulic conductivity of shallow aquitards - an overview." *Hydrogeology Journal* **9**: 5-16.
- Van der Kamp, G. and C. K. Keller (1993). "Casing Leakage in Monitoring Wells - Detection, Confirmation, and Prevention." *Ground Water Monitoring and Remediation* **13**(4): 136-141.
- Van Everdingen, A. F. and W. Hurst (1949). "Application of Laplace transformation to flow problems in reservoirs." *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers -- Journal of Petroleum Technology* **1**(12): 305-326.
- Van Genuchten, M. T. (1980). "Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils." *Soil Science Society of America Journal* **44**(5): 892-898.
- Van Genuchten, M. T. and W. J. Alves (1982). Analytical Solutions of the One-Dimensional Convective-Dispersive Solute Transport Equation. A. R. S. United States Department of Agriculture.
- Verstricht, J., W. Bastiaens, et al. (2007). Pore pressure and total stress around excavations in a deep clay formation. 7th International Symposium on Field Measurements in Geomechanics, FMGM 2007, Boston, MA, United States, American Society of Civil Engineers Reston VA 20191-4400 United States.
- Vogel, J. C. (1970). Carbon-14 dating of groundwater. IAEA symposium I. Hydrology. **129**: 225-239.
- Vogel, T., M. T. van Genuchten, et al. (2001). "Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions." *Advances in Water Resources* **24**(2): 133-144.
- Walker, R. and B. Indraratna (2006). "Vertical drain consolidation with parabolic distribution of permeability in smear zone." *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **132**(7): 937-941.

- Wassenaar, L., U. Brand, et al. (1988). "Geochemical and paleoecological investigations using invertebrate macrofossils of the late quaternary Champlain sea, Ontario and Quebec." Geological Association of Canada special paper **35**: 195-205.
- Weaver, T. R. (1994). Groundwater flow and solute transport in shallow Devonian bedrock formations and overlying Pleistocene units, Lambton County, Southwestern Ontario. Ontario, University of Waterloo. Ph.D. Thesis.
- Wilkinson, W. B. (1968). "Constant head in situ permeability tests in clay strata." *Geotechnique* **18**(2): 172-194.
- Wilson, N. (1995). Soil and ground water sampling. Boca Raton /London /Tokyo.
- Windisch, E. J. and R. N. Yong (1990). "A statistical evaluation of some engineering properties of eastern Canadian clays." *Canadian geotechnical Journal* **27**(3): 373-386.
- Wong, R. C. K. (1998). "Swelling and softening behaviour of La Biche shale." *Canadian geotechnical Journal* **35**(2): 206-221.
- Woodley, M. A. (1996). An investigation of pore water in Champlain Sea deposits at Mer Bleue, Ottawa, Canada. Department of Earth Sciences. Ottawa, ON, Canada, Carleton University. **Master thesis**.
- Wroth, C. P. (1984). "The interpretation of in situ soil tests." *Geotechnique* **34**(4): 449-489.
- Xu, M. and Y. Eckstein (1995). "Use of weighted least-squares method in evaluation of the relationship between dispersivity and field scale" *Ground Water* **33**(6): 905-908.
- Yanful, E. K. and R. M. Quigley (1990). "Tritium, oxygen-18 and deuterium diffusion at the Confederation Road landfill site, Sarnia, Ontario, Canada." *Canadian Geotechnical Journal* **27**.
- Yang, J. (2005). "Pore pressure coefficient for soil and rock and its relation to compressional wave velocity." *Geotechnique* **55**(3): 251-256.
- Yong, R. N. (1985). Interaction of clay and industrial waste: A summary review. Second Canadian/American conference on hydrogeology. H. B. a. T. M. National Water Well Association, Dublin, Ohio, Hitchon, B. and Trudell, M.: 13-25.
- Yong, R. N. and T. S. Nagaraj (1977). "Investigation of fabric and compressibility of sensitive clay." American Chemical Society, Division of Organic Coatings and Plastics Chemistry, Preprints: 327-334.
- Youssef, M. S., A. H. El Ramli, et al. (1965). Relationships between shear strength, consolidation, liquid limit, and plastic limit for remoulded clays. Proceedings of the 6th international conference on soil mechanics, Montreal, Qc, Canada.
- Yu, H.-S. (2006). Plasticity and geotechnics. New York, Springer.
- Zhou, X. X., Y. K. Chow, et al. (2007). "Hybrid and enhanced finite element methods for problems of soil consolidation." *International Journal for Numerical Methods in Engineering* **69**(2): 221-249.
- Zhu, G. F., J. H. Yin, et al. (2004). "Numerical characteristics of a simple finite element formulation for consolidation analysis." *Communications in Numerical Methods in Engineering* **20**(10): 767-775.

Zienkiewicz, O. C., R. L. Taylor, et al. (2005). The finite element method for fluid dynamics. Amsterdam ; Boston, Elsevier Butterworth-Heinemann.

Zienkiewicz, O. C., R. L. Taylor, et al. (2005). The finite element method : its basis and fundamentals. Boston, MA, USA, Elsevier Butterworth-Heinemann.

ANNEXE 1 – Diffractogrammes (DRX)

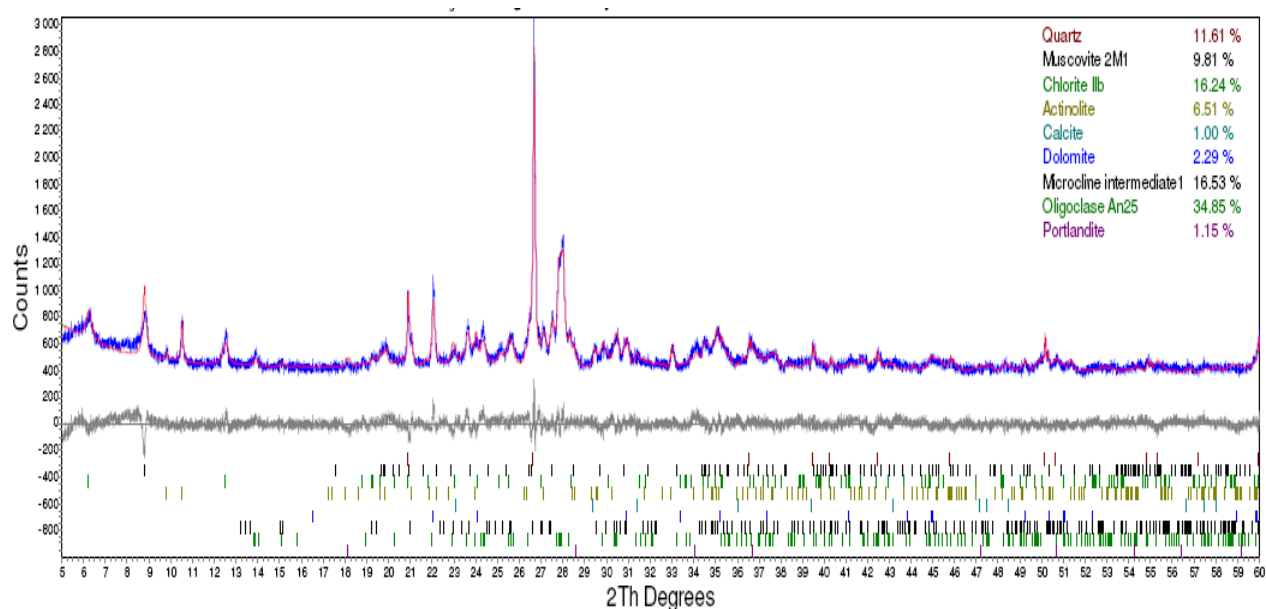


Figure A1.1 : Diffractogramme de l'échantillon 02R5.65

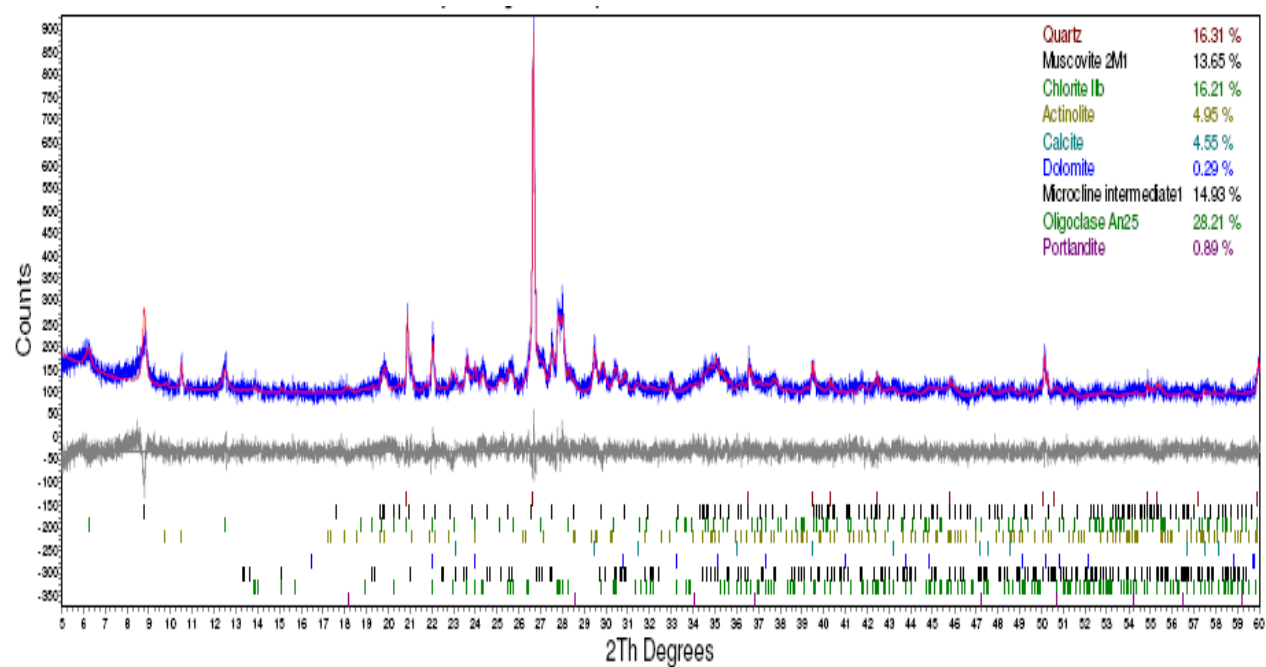


Figure A1.2 : Diffractogramme de l'échantillon 02R11.17.

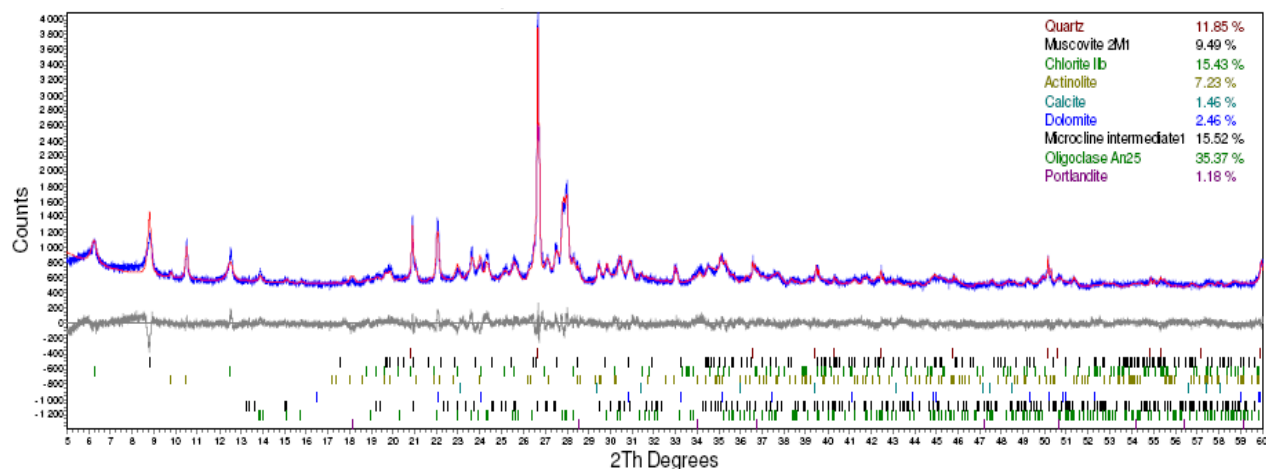


Figure A1.3 : Diffractogramme de l'échantillon 02R14.86.

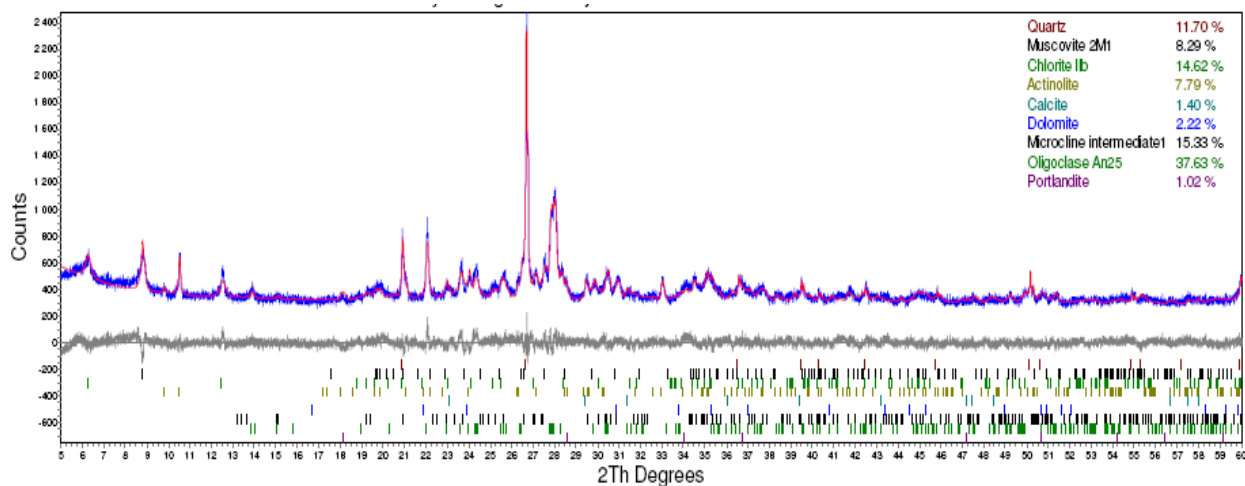


Figure A1.4 : Diffractogramme de l'échantillon 02R23.20.

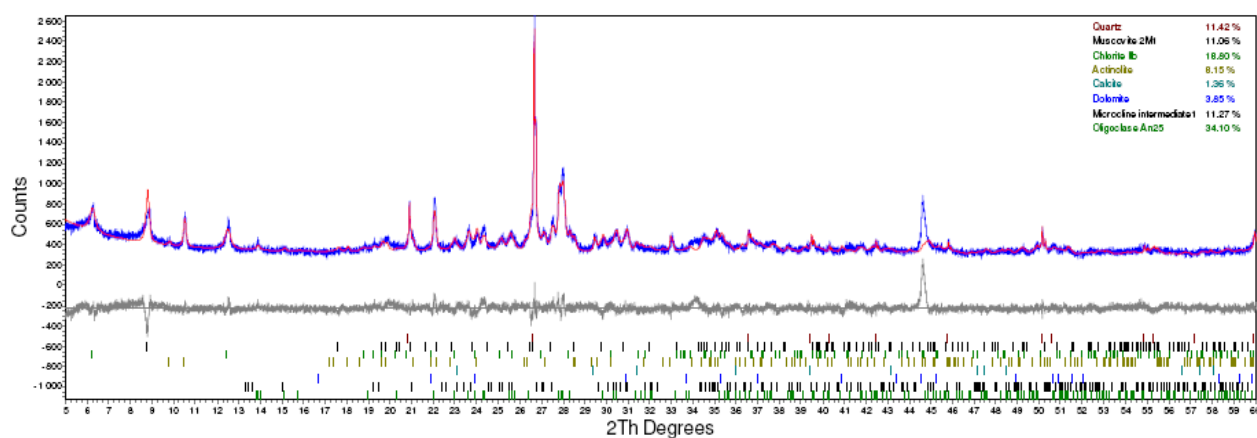


Figure A1.5 : Diffractogramme de l'échantillon 06R4.46.

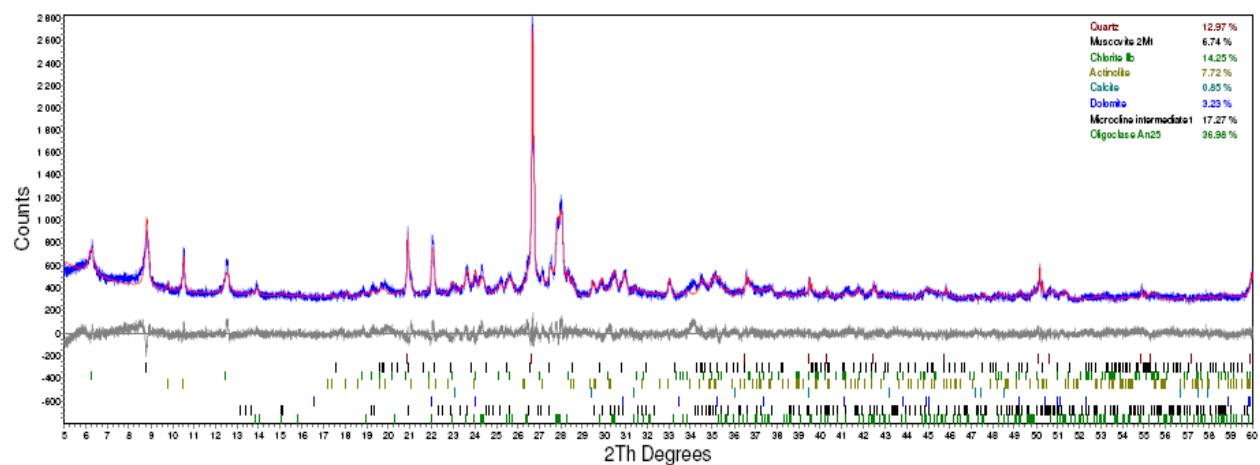


Figure A1.6 : Diffractogramme de l'échantillon 06R5.61.

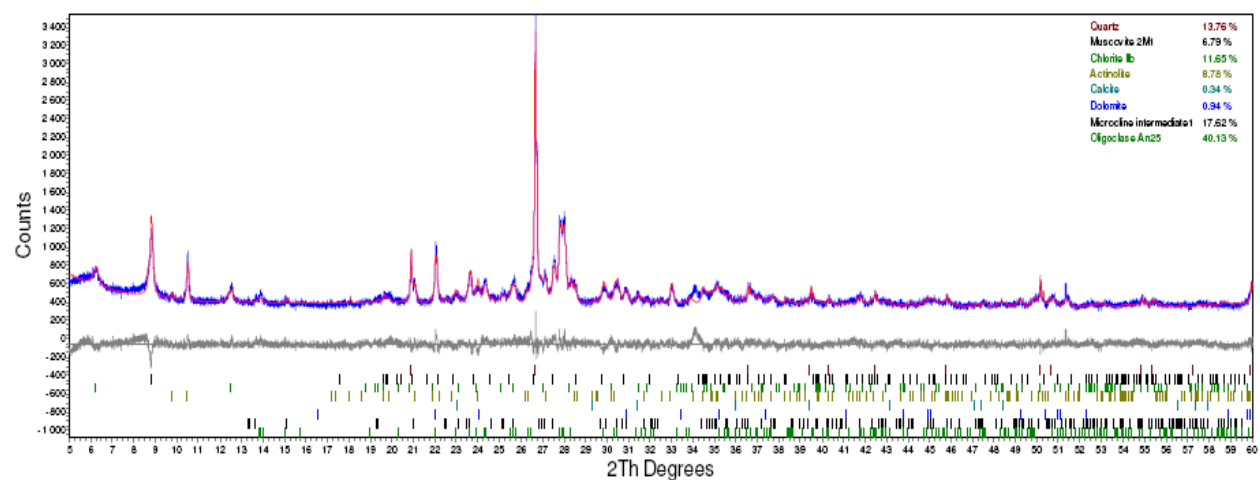


Figure A1.7 : Diffractogramme de l'échantillon 06R8.70.

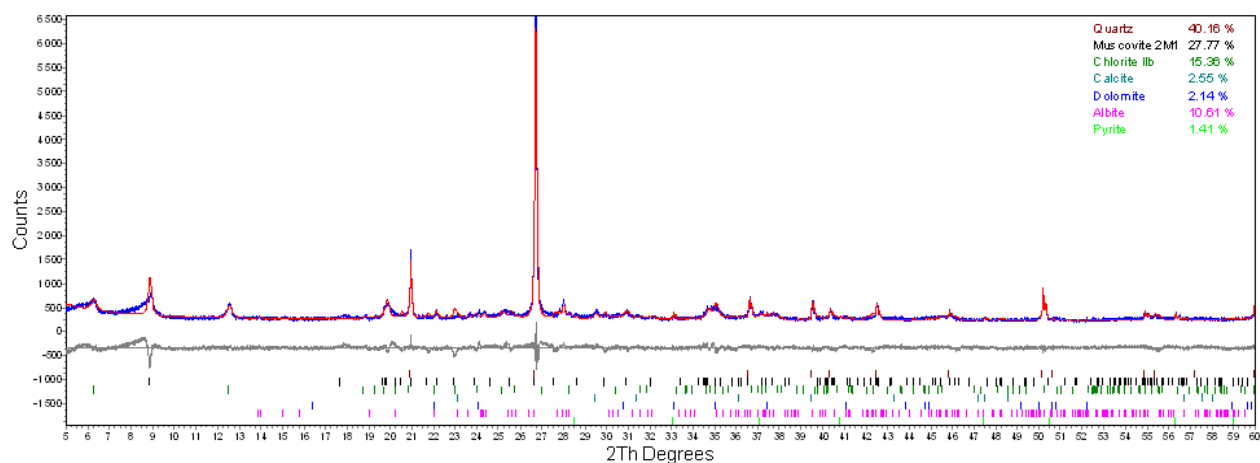


Figure A1.8 : Diffractogramme de l'échantillon 01R32.7 (roc)

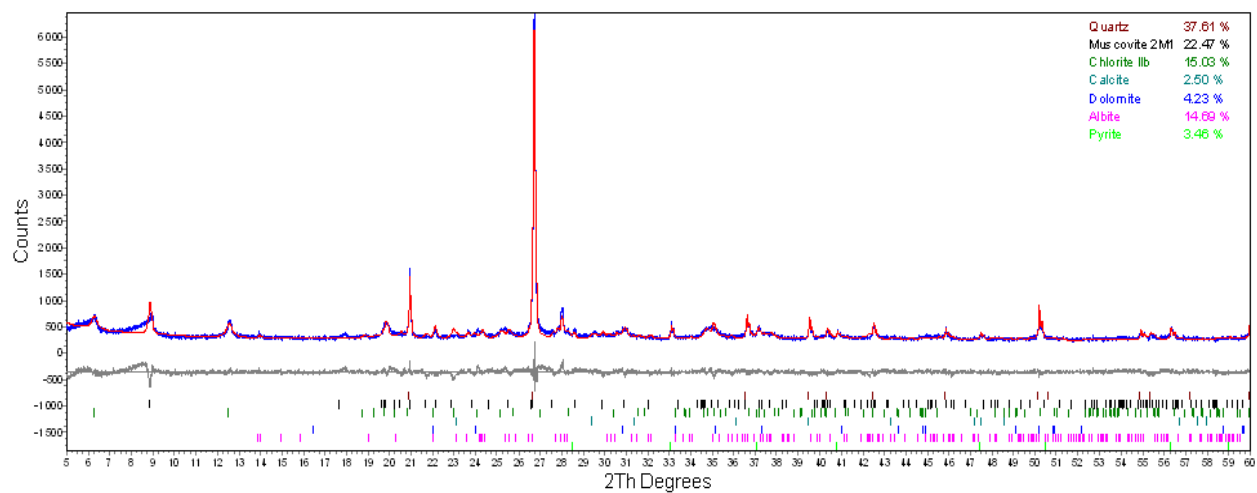


Figure A1.9 : Diffractogramme de l'échantillon 02R30.9 (roc)

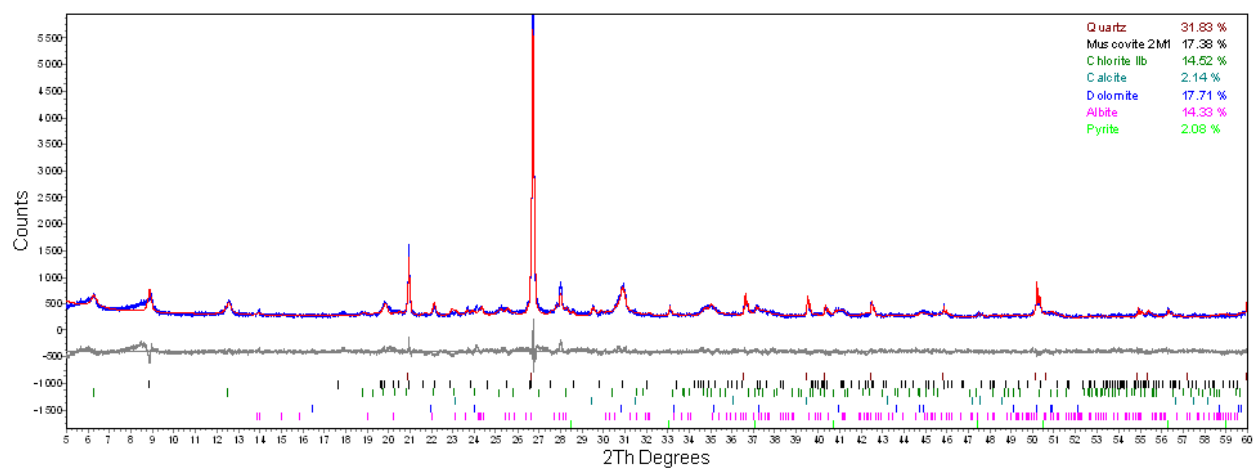


Figure A1.10 : Diffractogramme de l'échantillon 02R30.0 (roc)

ANNEXE 2 – Article Benabdallah et al. (2007)

GeoEdmonton'08/GéoEdmonton2008



L'eau interstitielle de l'argile sensible: extraction et analyse

Benabdallah, El Mehdi

Département des génies civil, géologique et des mines – École Polytechnique de Montréal, MTL, QC, Canada

Chapuis, Robert P., François Réginiens

Département des génies civil, géologique et des mines – École Polytechnique de Montréal, MTL, QC, Canada

RESUME

On connaît mal les mouvements très lents de l'eau interstitielle dans une argile sensible, telle l'argile Champlain de la vallée du Saint-Laurent. Compte tenu des nombreux projets où l'argile peut être utilisée comme barrière d'étanchéité, une meilleure connaissance de la migration des eaux et des ions est requise. Différentes publications ont décrit diverses techniques pour extraire l'eau interstitielle de tout type de sédiment. Il n'existe cependant pas de normes pour réaliser cette extraction. Cependant, comme les conditions d'extraction modifient les conditions de pression, contrainte et gradient hydraulique, elles doivent influencer la qualité chimique de l'eau récupérée. L'article décrit un appareil d'extraction d'eau interstitielle conçu pour une argile sensible. Cet appareil permet d'extraire les volumes d'eau requis pour effectuer diverses analyses chimiques et isotopiques. Les tests réalisés ont fourni des informations sur les pressions d'extraction à utiliser pour ne pas influencer la qualité de l'eau, et recueillir une eau représentative de l'eau interstitielle in situ. L'article présente ensuite la variation des concentrations des ions majeurs et des isotopes de l'eau interstitielle extraite d'un dépôt d'argile Champlain, en fonction de la profondeur de l'échantillon. Ces données ont permis de tirer plusieurs conclusions sur l'âge relatif de l'eau dans l'argile, et sur les très lents mouvements de l'eau interstitielle.

ABSTRACT

The movements of the clay pore water and major ions in sensitive clay, like the Champlain clay from Saint-Lawrence Valley are not well known. A better knowledge of the process of migration of water and ions is a prerequisite to all the projects actually held in the field of hydrogeology and many other civil engineering studies. Different technical publications described the different techniques used by the authors in order to extract the pore water from different kind of sediments. The article describes an apparatus conceived in order to extract pore water from sensitive clay. The volumes of water obtained are sufficient to carry out various chemical and isotopic analyses. The tests provided information on the pressures to be used for the extraction of water from sensitive clays without influencing the water chemistry and that permits to collect representative samples of the pore water. The paper also presents then the variation of the concentrations of the major ions and the isotopes of pore water extracted from the Champlain clay in function of the depth of the sample. These data allowed drawing several conclusions about the relative age from water in clay and on the very slow movements of pore water.

1 INTRODUCTION

La bonne connaissance du mouvement des ions majeurs et de l'eau interstitielle dans une argile sensible est devenue primordiale compte tenu des nombreux projets où l'argile est utilisée comme barrière d'étanchéité et aussi pour expliquer divers phénomènes géotechniques. Cela passe par une analyse chimique de l'eau interstitielle de l'argile et la caractérisation de ses constituants chimiques. A ce jour, il n'existe pas encore de norme régissant l'extraction de l'eau interstitielle de l'argile malgré la multitude de recherches conduites dans le domaine de l'hydrogéologie, l'hydrogéologie chimique et la géochimie. Plusieurs chercheurs ont utilisé des techniques pour répondre à leurs propres besoins sans pour autant mettre au point un dispositif standard et une procédure détaillée pour extraire l'eau interstitielle de l'argile. Dans cet article, les auteurs décrivent le procédé mis au point dans leur laboratoire pour extraire des échantillons représentatifs d'eau interstitielle à partir de cylindres d'argile, les tests réalisés pour valider ce dispositif et quelques résultats obtenus pour une argile Champlain.

2 L'EXTRACTION D'EAU INTERSTITIELLE DES SÉDIMENTS DANS LA LITTÉRATURE

Plusieurs articles apparus dans la littérature scientifique traitent de méthodes d'extraction d'eau interstitielle de différents types de sédiments. Ortega et al. (1996) ont extrait l'eau interstitielle en comprimant l'argile avec une presse hydraulique. Le dispositif expérimental est décrit en détail par Patterson et al. (1978). Un volume de 150 mL d'eau est ainsi obtenu à partir d'un échantillon d'argile. Une seringue stérilisée est directement connectée au dispositif d'extraction d'eau pour éviter tout contact de l'eau avec l'atmosphère. L'eau obtenue est filtrée et acidifiée pour les analyses de cations.

Une étude réalisée par l'OCDE (2000) traite de l'extraction de l'eau interstitielle des roches argileuses pour fins de caractérisation géochimique. En premier lieu, l'emphasis est mise sur le système argile/eau. En effet, il existe une interaction entre différentes composantes du système : les minéraux argileux, les ions dissous, les molécules d'eau et la matière organique. Des liaisons chimiques de différentes forces et énergies existent entre toutes ces espèces. Lors de l'extraction de l'eau, ces

liaisons doivent être brisées et une réponse non linéaire du système ainsi qu'un fractionnement isotopique et chimique sont constatés. Cela est principalement dû à la baisse de la teneur en eau dans l'argile qui renforce des liaisons chimiques et en crée de nouvelles. Aussi, la porosité réduite du système joue le rôle d'un filtre et donc ralentit ou accélère les ions en fonction de leurs rayons et charges.

L'OCDE (2000) propose plusieurs techniques pour extraire l'eau interstitielle selon les conditions de l'argile et des moyens disponibles. La centrifugation, la lixiviation, le pressage, la distillation sous vide, la distillation azéotropique et l'équilibration directe sont proposés dans ce document. Le tableau ci-dessous résume quelques propriétés de ces techniques.

Tableau 1 : Propriétés des techniques d'extraction d'eau interstitielle des sédiments

Technique	Spécifications	Suction maximale (MPa)	Artéfacts
Centrifugation	Faible vitesse (2500 rpm)	0.098	Oxydation de la solution
	Haute vitesse (14000 rpm)	5.3	Oxydation et baisse de la concentration avec l'extraction
	Ultracentrifugation (20000rpm)	2.3	Danger de destruction de la matière organique
Pressage	5 MPa	5	Peut être indétectable
	70 MPa	<70	Peut être indétectable jusqu'à 60-100 MPa. Quand la pression augmente, on remarque une augmentation ou une baisse des concentrations
	552 MPa	<552	
« Leaching »	Eau déionisée	-	Dissolution des minéraux : échange de cations avec l'argile
	Complexes de haute sélectivité	-	Échange complet avec les cations adsorbés
Distillation	Sous vide	980	Extraction possiblement incomplète, valeurs ^{18}O biaisées
	Azéotropique	980	Extraction possiblement incomplète, baisse de ^2H
Équilibration directe	Avec CO_2	-	Équilibration incomplète
	Avec H_2O	-	possiblement, temps d'équilibre difficile à estimer

On constate que toutes les méthodes décrites dans le tableau ci-dessus ont des points faibles qui peuvent avoir d'importantes conséquences sur la qualité des résultats et peuvent biaiser ces derniers.

Böttcher et al. (1997) exposent une nouvelle technique d'extraction d'eau interstitielle, le pressage à haute pression atteignant 110 MPa qui permet d'obtenir un échantillon d'eau à partir de différents espaces lacunaires à différentes pressions. Aussi, on obtient des volumes d'eau provenant de pores rapprochés. Les profils des concentrations de Ca, Mg et Cd en fonction de la profondeur pour trois pressions d'extraction montrent clairement que plus cette dernière augmente (de 5 à 110 MPa) plus la concentration des cations augmente dans l'eau récupérée. Le même constat est établi pour Mn, K, Na, Al, Fe, et Zn. Ceci n'est par contre pas le cas pour Cu et Pb. L'augmentation de la concentration de ces cations avec la pression d'extraction est due à une hausse de la pression partielle du CO_2 (P_{CO_2}) pendant le pressage. Le produit (H^+) (HCO_3^-) augmente directement avec (P_{CO_2}) engendrant une hausse de la concentration des cations basiques. D'un autre côté, le dégazage des échantillons pendant la préparation peut aussi influencer le pH.

Sacchi et al. (2000) traitent des effets de quelques processus ainsi que leurs influences sur la chimie de l'eau interstitielle. En effet, la hausse de pression lors du pressage ou de la centrifugation cause une diminution de la concentration de la solution extraite, la modification de la solubilité de la phase solide et aussi un possible effet sur la composition isotopique de la solution. La diminution de la pression lors de l'échantillonnage ou du conditionnement engendre le dégazage de la solution. Cela peut causer la précipitation de carbonates et la réduction de la porosité. L'oxydation de la phase solide est engendrée par un mauvais échantillonnage ou conditionnement ou aussi par la centrifugation, le « leaching » et le pressage si les opérations ne sont pas conduites dans une atmosphère contrôlée. Cela se traduit par une variation du pH de la solution, une dissolution des carbonates, la modification de la stabilité des autres phases et un échange cationique avec l'argile et la matière organique. Le changement de température n'a pas de conséquences s'il est inférieur à 10°C . Si la variation est plus grande que cette valeur, la stabilité de la phase solide risque d'être modifiée. Ces effets sont réversibles si l'échantillon est entreposé à la température originale.

L'échange ionique peut apparaître dans toutes les techniques d'extraction existantes. Cela se traduit par un changement majeur de la composition de la solution et par la dissolution et la précipitation de phase solide. On peut évaluer ce phénomène par une modélisation géochimique et dans certains cas, on peut le corriger.

La dissolution et précipitation des sels causent des changements majeurs dans la composition de la solution et résultent en un échange cationique. La dissolution peut

être évaluée si la minéralogie de l'argile est connue et la dissolution est estimée par une modélisation géochimique et par une observation minéralogique de l'échantillon sec. Enfin, une extraction incomplète de l'eau interstitielle résulte en un échantillon d'eau non représentatif de la composition isotopique et chimique de la solution. Il est difficile d'estimer cela sans une compréhension totale et approfondie du système argile/eau. On peut toutefois avoir recours à la modélisation pour corriger les isotopes stables.

3 DESCRIPTION DU DISPOSITIF D'EXTRACTION

Le dispositif d'extraction consiste en une cellule triaxiale modifiée. La différence entre une cellule triaxiale et la cellule d'extraction est que dans la première, on exerce une contre-pression à la tête et la base de l'échantillon et une pression cellulaire alors que dans la cellule d'extraction, on n'exerce pas de contre-pression, seule la pression cellulaire est exercée sur l'échantillon.

Une fois l'échantillon installé, une membrane est mise autour de l'échantillon d'argile qu'on confine à une pression d'extraction qui est la pression cellulaire. A la base de l'échantillon, des fentes permettent d'évacuer l'eau interstitielle. Cette dernière est acheminée à une éprouvette via une tubulure où on a fixé une seringue à l'extrémité. Cette dernière permet d'acheminer l'eau interstitielle directement à une éprouvette où le vide a été préalablement fait et ainsi empêcher l'eau extraite de rentrer en contact avec l'atmosphère.



Figure 1 : Photo du dispositif d'extraction

4 MONTAGE DE L'ÉCHANTILLON D'ARGILE

Un échantillon cylindrique d'argile d'une hauteur H comprise entre 20 et 25 cm et d'un diamètre D de 6.9 cm est utilisé dans ce type d'extracteur d'eau interstitielle. Tout d'abord, le cylindre d'argile est coupé avec un fil d'acier en tranches d'un centimètre d'épaisseur. Ensuite, on superpose ces différentes tranches d'argiles en veillant à mettre un papier filtre de type «Whatman» entre les tranches et sur le sommet et la base de l'argile. Ces papiers permettront de drainer horizontalement l'eau interstitielle extraite de l'échantillon. Une fois le montage réalisé, on entoure l'argile d'un papier filtre dont les propriétés de filtration sont semblables au papier filtre préalablement utilisé et dont la hauteur est égale à la hauteur du bloc d'argile (entre 20 et 25 cm) et le périmètre est égal à 21.67 cm. Cette feuille « filtre » permettra de drainer l'eau verticalement, du haut de l'échantillon vers le bas. Une tubulure en PVC achemine l'eau interstitielle extraite vers une éprouvette sans que cette dernière ne rentre en contact avec l'air.



Figure 2 : Préparation et montage de l'échantillon d'argile

5 INFLUENCE DU PAPIER FILTRE SUR LA CONCENTRATION EN IONS MAJEURS

L'influence du papier filtre sur la concentration en ions chlorure et sodium dans l'eau extraite a été contrôlée afin de vérifier qu'aucun phénomène accessoire tel l'adsorption ne nuisait aux résultats. Des solutions de chlorure de sodium à des concentrations variant de 150 à 2800 mg/L ont ainsi été préparées et mises en contact avec différentes masses de papier filtre. Les résultats montrent que les concentrations après dix jours de contact ne varient pas de manière significative par rapport aux concentrations des solutions initiales et ce, quelque soit la masse de papier utilisée.

6 TEST À BLANC

Le test a été réalisé dans les mêmes conditions qu'un essai réel en remplaçant l'échantillon d'argile par des pièces en plastique UHMW identiques à celles utilisées à la tête et à la base de la cellule d'extraction. L'eau circulant a été analysée avant et après passage dans l'appareil. Les résultats montrent que les concentrations en ions chlorure et sodium de l'eau extraite ne sont pas influencées de manière significative par le procédé d'extraction.

7 PERMÉABILITÉ DE LA MEMBRANE

Pour vérifier la perméabilité de la membrane et être certain que cette dernière empêche l'eau présente dans la cellule de la traverser et rejoindre l'échantillon, on enveloppe la membrane et l'échantillon dans une deuxième membrane et on place un papier filtre entre ces deux membranes. Une fois l'extraction finie, on vérifie que le papier filtre est sec. Ce test a été réalisé lors de trois essais : dans chacun de ces derniers, le papier filtre était sec après l'extraction d'eau.

8 INFLUENCE DE LA PRESSION D'EXTRACTION

Afin de vérifier l'effet de la pression d'extraction sur la chimie de l'eau interstitielle, on analyse plusieurs volumes d'eau qu'on extrait d'un même échantillon d'argile à différentes pressions.

Des essais mécaniques conduits sur des échantillons d'argiles Champlain (Benabdallah, 2007) démontrent que la pression de préconsolidation se situe autour de 250 kPa. L'attention sera portée sur ce point afin de savoir si la consolidation de l'argile modifie la chimie de l'eau interstitielle.

Les analyses de l'eau interstitielle concernent Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , K^+ et Ca^{2+} . On applique par étapes des pressions d'extraction de 100, 150, 180, 250, 350 et 550 kPa de telle sorte à avoir des pressions d'extraction inférieures et supérieures à la pression de préconsolidation de l'argile. Quoique les extractions à basses pressions (100, 150, 180 kPa) ne permettent d'obtenir que des petits volumes d'eau (10 mL environ), ils sont suffisants pour effectuer des analyses d'ions majeurs.

La Figure 3 ci-dessous présente un exemple de résultats obtenus sur l'échantillon ST-17

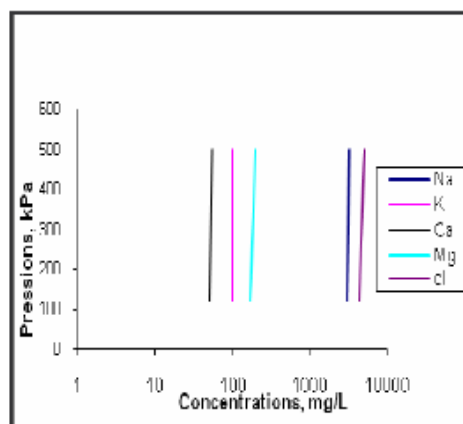


Figure 3: Effet de la pression d'extraction sur la concentration des espèces chimiques (Échantillon ST-17)

Les analyses d'ions montrent que jusqu'à une pression d'extraction de 600 kPa (pression maximale de la cellule), la pression d'extraction n'a pas d'influence sur la chimie de l'eau. En effet, la concentration de tous les ions analysés varie de moins de 5% dans la totalité des paliers de pression utilisés. Toutefois, même si la pression d'extraction n'influence pas la chimie de l'eau, il est préférable d'utiliser deux ou trois paliers de pressions avant d'exercer la pression maximale (600 kPa) sur l'échantillon afin d'éviter de créer un grand gradient hydraulique et provoquer une érosion de l'échantillon.

9 ANALYSE DE L'EAU INTERSTITIELLE

Le dispositif décrit dans cet article a permis de tracer le profil de concentration d'anions, de cations, d'iode et d'isotopes ^{18}O et ^2H en fonction de la profondeur pour deux forages réalisés dans une argile Champlain. Cette argile provient d'un site situé sur la bordure de l'autoroute 640 à 2 km au nord de la ville de Lachenaie et à environ 40 km au nord-est de Montréal. Ce site est caractérisé par la présence d'une couche d'argile variant entre 17 et 24 m couverte d'une couche de sable et de sol organique.

9.1 Méthode de forage et d'extraction des échantillons

Les échantillons de sol utilisés proviennent de forages réalisés dans l'argile et sont récupérés dans des tubes Shelby qui une fois extraits avec un piston dans le laboratoire, permettent d'obtenir des cylindres d'argile d'un diamètre de 6.90 cm et d'une hauteur variant entre 20 cm et 25 cm.

Afin d'éviter le remaniement de l'argile pendant le forage, ces derniers sont réalisés par battage et lavage intérieur (jets d'eau vers le haut uniquement) d'un tubage lisse de calibre HW. Le forage est prolongé sur 6 m dans le roc par carottage HQ ou NQ.

9.2 Résultats des analyses chimiques

Des analyses chimiques ont été effectuées sur les échantillons d'eau interstitielle extraits de l'argile et aussi sur des échantillons d'eau provenant du roc.

Les résultats obtenus permettent de tracer les profils de concentrations en fonction de la profondeur. En ce qui concerne les ions Na^+ et Cl^- , on constate que pour les deux forages analysés, ces valeurs augmentent considérablement avec la profondeur (jusqu'à 70 fois). L'alcalinité augmente aussi mais avec des proportions moindres (environ 3 fois). Aussi, la tendance des concentrations à augmenter en fonction de la profondeur est constatée lors du passage de l'argile au roc. Ces résultats confirment que la salinité de l'eau sur ce site est extrêmement élevée ce qui la rend impropre à la consommation et à l'exploitation agricole.

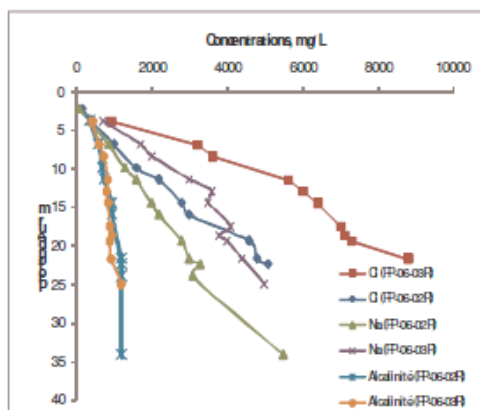


Figure 4 : Variation de l'alcalinité et de la concentration de Na^+ et de Cl^- en fonction de la profondeur

Pour les autres ions (K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} et SO_4^{2-}), on remarque que les concentrations en fonction de la profondeur augmentent pour K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} (Figure 5) dans l'argile. Par contre, lors du passage dans le roc, ces dernières diminuent à l'exception de Ca^{2+} qui continue à augmenter dans le roc. Aussi, la concentration de SO_4^{2-} diminue dans le forage FP-06-03R (Figure 6). Une explication de ce phénomène existe. Cette diminution est une des caractéristiques de la sulfatoréduction, un important processus anaérobie qui a eu lieu pendant la diagenèse des sédiments présents dans les fonds marins (Bernier 1964) et les fonds de lacs (Lovely et Klug 1986). Les valeurs de SO_4^{2-} approchent le zéro dans l'eau interstitielle à cause de la sulfatoréduction (Lasaga et Holland, 1976). Dans des dépôts organiques riches en matière organique décomposable, les bactéries sulfatoréductrices oxydent la matière organique, consomment le SO_4^{2-} dissout, et produisent HS^- et CO_2 .

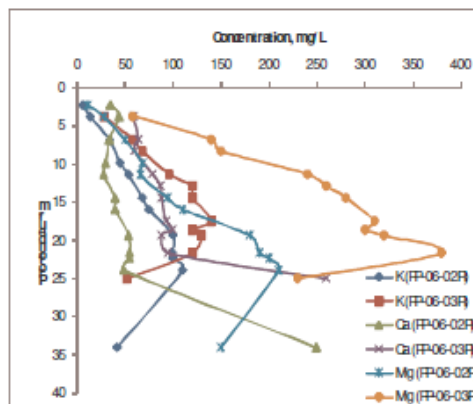


Figure 5 : Variation de la concentration de K^+ et de Ca^{2+} et Mg^{2+} en fonction de la profondeur

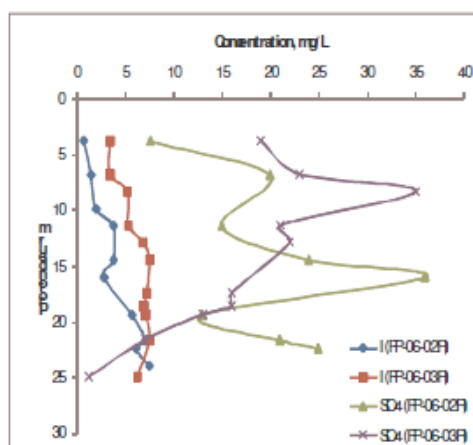


Figure 6 : Variation de la concentration de SO_4^{2-} et de I^- en fonction de la profondeur

Enfin, dans la figure 6, on constate que la concentration de l'iode augmente avec la profondeur. Sachant que l'iode est une des caractéristiques des eaux marines, on peut dire qu'une eau d'origine marine est présente dans l'eau interstitielle de l'argile. Aussi, on constate que plus on se dirige vers la surface, plus l'eau est diluée.

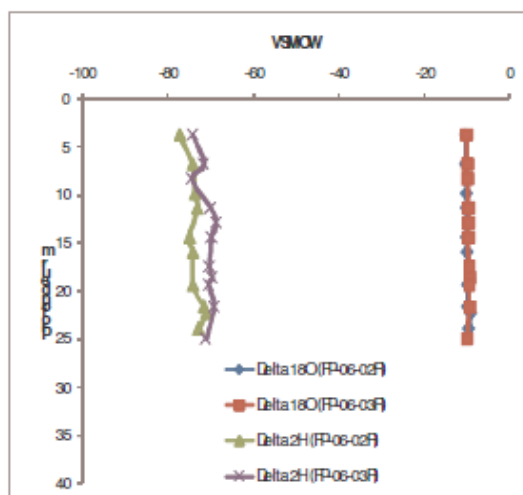


Figure 7 : Variation de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur

Un autre type d'analyse a été réalisé sur l'eau interstitielle de l'argile et dans l'eau échantillonnée dans le roc. Il s'agit d'une analyse isotopique sur les isotopes ^2H et ^{18}O afin de déterminer l'âge relatif de l'eau analysée. D'après la figure 7, on remarque que la variation de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^2\text{H}$ en fonction de la profondeur est minime. Cette profondeur couvre toute l'épaisseur de la couche d'argile. Sachant que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'eau de pluie dans la région de Montréal sont comprises entre -8 et -12 ‰ VSMOW, que les analyses utilisant le ^{18}O permettent de distinguer des zones d'eaux souterraines de différentes origines et que ce dernier n'est pas influencé par les processus géochimiques, on peut donc affirmer, au vu de ces résultats, que les eaux de précipitations et de fonte des neiges s'infiltrent à travers la couche d'argile jusqu'à une profondeur de 25 m et donc jusqu'au till et au roc. L'eau interstitielle dans l'argile à toutes les profondeurs investiguées a donc la même origine atmosphérique.

10 CONCLUSION

Le dispositif d'extraction d'eau interstitielle mis au point par les auteurs a permis d'obtenir des échantillons d'eau représentatifs de l'eau présente dans la couche d'argile à différentes profondeurs. Différents essais ont permis de montrer que la pression d'extraction, le papier filtre et les différentes composantes du système n'ont pas d'influence sur la chimie de l'eau.

Une fois analysés, les échantillons d'eau interstitielle ont permis de tracer les profils de distribution des concentrations des anions, cations et isotopes ^{18}O et ^2H dans la couche d'argile en fonction de la profondeur. Les résultats confirment que l'eau présente dans l'argile est salée et montrent une importante augmentation de la concentration des chlorures, du sodium, de l'alcalinité et du magnésium en fonction de la profondeur.

Enfin, on constate aussi à partir des analyses isotopiques que l'eau présente aux différentes profondeurs investiguées a la même origine atmosphérique.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier Antonio Gatién pour son aide dans les essais de laboratoire et lors des déplacements sur les sites d'étude et la compagnie BFI pour nous avoir permis l'accès à ses propriétés.

BIBLIOGRAPHIE

Benabdallah, E. M. and Chapuis R. P. (2007). Studying the influence of scale effects when computing the hydraulic conductivity of a Champlain clay. 60th Canadian Geotechnical Conference and 8th Joint CGS and IAHCNC Conference. Ottawa, Canada.

Böttcher G., Brumsack H.-J., Heinrichs H. and Pohlmann M. (1997). A new highpressure squeezing technique for pore fluid extraction from terrestrial soils. *Water, Air, and Soil Pollution*, Volume 94, Numbers 3-4, March 1997, pp. 289-296(8)

Lovely, D. R. & M. J. Klug. (1986). Model for the distribution of sulfate reduction and methanogenesis in freshwater sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 50: 11-18.

Lasaga, A. C., and H. D. Holland. (1976). Mathematical aspects of non-steady-state diagenesis: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 40, p. 257-266

OCDE. (2000). Porewater extraction from argillaceous rocks for geochemical characterization. OCDE

Ortega, G.A., J.A. Cherry and R. Aravena. (1997). Origin of pore water and salinity in the lacustrine Aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City. *Journal of Hydrology*. 197, pp. 47-69

Patterson R.J., Frape S.J., Dykes L.S and Macleod R.A. (1978). A coring and squeezing technique for the detailed study of subsurface water chemistry. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15: 162-169

Sacchi E., Michelot J-L, Pitsch H., Lalioux P., Aranyossy J-F. (2000). Extraction of water and solutes from argillaceous rocks for geochemical characterisation: Methods, processes, and current understanding. *Hydrogeology Journal*, 9: 17-33.

ANNEXE 3 – Analyses chimiques et isotopiques de l'eau

Forage	Prof (m)	el. (m)	Na mg/ L	K mg/ L	Ca mg/L	Mg mg/L	TDS g/L *	pH	Cond mS/cm	Cl mg/L	SO4 mg/L	Alcalinité mg/L	Bicarbonates mg/L	I mg/ L	Br (mg/L)	Na/ Cl	Br/Cl	CID (mg/L)	COT (mg/L)	Delta 2H (VSMOW)	Delta 18O (VSMOW)
02R el. 21,92 m	2,29	19,63	78	6	35	11	--	7,1	--	161	--	--	--	--	--	0,48	--	--	--	--	--
	3,81	18,11	370	14	44	28	--	7,3	--	430	7,6	360	--	0,7	--	0,86	--	--	--	-77,4	-10,43
	6,86	15,06	890	32	31	46	--	7,6	--	980	25	540	490	1,4	1,5	0,43	0,0016	23	11,5	-37,18	-5,24
	9,91	12,01	1300	45	30	68	--	7,5	--	1600	130	690	690	2,0	--	0,81	--	--	--	-73,7	-10,17
	11,4 3	10,49	1650	51,5	26	61,5	--	8,0	--	2000	15	705	670	3,7	3,5	0,84	0,0019	80	17,5	-36,63	-5,1
	14,4 8	7,44	2050	63,5	36	86	--	8,3	--	2900	26	905	830	4,5	9	0,71	0,0030	190	46	-75,05	-10,1
	16,0 1	5,92	2200	75	40	110	--	8,0	--	3000	36	950	--	2,8	--	0,73	--	--	--	-74,3	-10,03
	19,3 9	2,53	2800	100	54	180	--	7,1	--	4600	13	530	--	5,7	--	0,61	--	--	--	-74,3	-9,83
	21,6 8	0,24	3000	99	55	190	--	8,0	--	4800	21	1200	--	7,1	--	0,63	--	--	--	-71,7	-9,87
	22,4 0	-0,48	3300	100	55	200	--	7,6	--	5100	25	1200	1100	6,1	--	0,65	--	--	--	-71,1	-9,21
	23,9 6	-2,04	3100	110	49	210	--	7,8	--	4500	93	1200	--	7,5	--	0,69	--	--	--	-73,0	-9,70
	Puits	29	-7,08	5200	53	260	157	15,6	7,4	--	9833	6,1	1167	1167	5,8	39	0,54	0,0035	260	17	-85,55
03R el. 20,65m	2,26	18,39	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
	3,78	16,87	700	28	--	--	--	7,1	--	910	19	410	400	0,8	--	0,77	--	--	--	-74,2	-10,24
	6,83	13,82	1700	58	64	140	--	7,5	--	3200	23	600	600	3,4	--	0,53	--	--	--	-71,6	-9,99
	8,36	12,29	2000	68	60	150	--	7,2	--	3600	35	730	720	3,4	--	0,56	--	--	--	-74,4	-9,97
	11,3 8	9,27	3000	96	79	240	--	7,7	--	5600	21	830	830	5,2	--	0,54	--	--	--	-70	-9,68
	12,9 0	7,75	3600	115	83	245	--	7,8	--	5500	23	745	745	5,2	18	0,73	0,0036	160	43	-68,7	-9,65
	14,4 3	6,22	3500	120	88	280	--	8,0	--	6400	74	840	840	6,8	--	0,55	--	--	--	-69,8	-9,74
	17,4 8	3,17	4100	140	93	310	--	8,2	--	7000	16	890	890	7,5	--	0,59	--	--	--	-70,3	-9,6
	18,6 3	2,02	3800	120	100	300	--	7,5	--	7100	16	935	935	7,2	--	0,54	--	--	--	-69,6	-9,39
	19,3 9	1,26	4000	130	88	320	--	7,4	--	7300	13	880	880	6,9	--	0,55	--	--	--	-70,5	-9,54
	21,6 8	-1,03	4400	120	95	380	--	7,4	--	8800	7	930	930	7,1	--	0,50	--	--	--	-69,2	-9,49
	Puits	30,5	-9,85	5133	60	273	213	13,7	7,3	--	8600	1,2	1167	1167	9,9	26	0,60	0,0027	--	--	-72,35

05R el. 13,42 m	4,75	8,68	280	26	74	50	--	7,7	--	320	78	390	390	0,2	3	0,88	0,0094	--	--	-64,5	-8,04
	5,35	8,07	330	27	36	35	--	8,0	--	350	52	400	400	0,4	--	0,94		99	25	-70,7	-9,6
	7,25	6,17	780	50	110	120	--	7,8	--	470	10	2900	2900	0,8	3	1,66	0,0064	--	--	-66,1	-8,35
	9,32	4,11	1500	65	120	190	--	7,9	--	760	9	1200	1200	1,5	8	1,97	0,0105	--	1300	-76,8	-10,07
	10,1 0	3,32	1100	43	26	49	--	7,7	--	820	31	920	920	2,7	6	1,34	0,0073	--	--	-71,2	-9,64
	13,0 5	0,37	2100	76	130	150	--	8,1	--	1200	64	1100	1100	2,9	7	1,75	0,0058	--	--	-69	-9,18
	13,9 4	-0,52	1100	36	12	30	--	8,0	--	1200	21	740	740	3,1	7	0,92	0,0058	190	100	-73,7	-10,02
	14,5 7	-1,15	1300	39	13	36	--	8,1	--	1300	8	870	870	1,3	8	1,00	0,0062	--	--	--	--
Puits	19,8 6	-6,44	2200	32	35	53	--	8,2	--	2800	--	920	920	1,0	8	0,79	0,0029	--	--	-76,4	-10,5
01R el. 19,93 m	5,38	14,56	970	48	56	83	--	7,8	--	1100	340	560	560	0,6	5	0,88	0,0045	--	--	-78,8	-10,89
	7,41	12,52	1800	78	57	130	--	7,9	--	2800	410	590	590	2,3	9	0,64	0,0032	150	38	--	--
	10,9 5	8,99	2600	110	73	180	--	8,1	--	2700	410	900	900	6,0	11	0,96	0,0041	--	--	--	--
	13,0 7	6,87	3500	160	110	290	--	7,9	--	6900	980	750	750	14,0	19	0,51	0,0028	--	--	-72,6	-9,87
	15,0 0	4,94	3400	160	120	310	--	8,1	--	3500	940	900	900	7,5	17	0,97	0,0049	--	--	--	--
	16,3 0	3,63	3900	130	88	280	--	7,8	--	6400	550	540	540	13,0	22	0,61	0,0034	120	170	-71,3	-9,62
	20,0 3	-0,10	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-68,5	-8,86
Puits	33,0 0	-13,07	5500	57	390	226	15,72	7,3	--	9470	0,2	710	710	3,4	29	0,58	0,0031	--	--	-70,2	-9,665
04R el. 11,77 m	2,93	8,84	1600	61	--	95	--	7,6	0,4	2500	56	490	490	9,2	9	0,64	0,0036	140	29	-77,2	-10,09
	3,35	8,42	1683	66	112	72	--	7,6	0,3	1550	45	570	570	2,5	6	1,09	--	170		-71	-9,82
	4,81	6,97	2100	67	--	120	--	8,4	0,51	3400	31	560	560	3,7	12	0,62	0,0035	--	--	-75,83	-9,94
	5,65	6,13	2820	88	78	170	--	7,4	ND	4000	62	838	838	2,7	18	0,71	0,0044	--	--	-71,72	-9,5
	5,88	5,89	2700	130	--	200	--	8,1	0,64	4500	210	690	690	4,4	16	0,60	0,0036	200	43		
	9,63	2,14	3400	100	--	170	--	7,5	0,78	5500	44,5	628	628	4,3	21	0,62	0,0038	--	--	-70,59	-9,21
	9,94	1,84	3600	100	--	180	--	7,8	0,82	5600	55	530	530	4,3	22	0,64	0,0039	--	--	-68,76	-9,25
	10,6 5	1,12	3500	100	--	190	--	8,0	0,83	6000	33	1200	1200	7,3	23	0,58	0,0038	--	--	-64,77	-9,11
	12,3 1	-0,54	3600	140	--	240	--	7,7	0,91	5800	630	390	390	7,2	24	0,62	0,0041	130	32	-69,34	-9,33
Puits	20,1 6	-8,39	3600	46	--	150	--	7,6	0,94	6500	--	690	690	4	27	0,55	0,0042	210	--	--	--
Puits	20,1 6	-8,39	4000	43	130	120	--	7,3	--	6500	--	870	870	--	--	0,62		--	--	--	--
Puits	20,1	-8,39	3100	44	140	130	--	7,8	0,95	6600	--	910	910	4	26	0,47	0,0039	200	7	--	--

	6																				
Moy.Puits	20,1 6	-8,39	3567	44	135	133	--	7,6	0,945	6533	--	823	823	4	26,5	0,55	0,0040	205	7	--	--
FP-07-06R el. 10,95 m	2,47	8,49	150	9,3	--	51	--	7,8	0,079	350	86	200	200	0,59	1	0,43	0,0029	--	--		
	4,78	6,18	820	50	--	69	--	7,9	0,22	920	200	610	610	0,88	5	0,89	0,0054	200	23	-74,14	-10,42
	5,82	5,14	780	43	--	42	--	7,8	0,61	1000	150	600	600	4	6	0,78	0,0060	--	--	-63,51	-8,9
	6,41	4,55	1100	72	--	86	--	7,9	0,21	1900	480	600	600	3	10	0,58	0,0053	--	--	-71,74	-10,1
	7,83	3,12	1500	65	--	82	--	8,0	0,36	2350	150	650	650	6,5	12	0,64	0,0051	--	--	-77,83	-10,04
	8,41	2,55	1400	72	--	76	--	7,7	0,38	2500	77	570	570	1,7	13	0,56	0,0052	170	27	-69,37	-9,58
	11,1 2	-0,17	1800	57	--	85	--	7,7	0,46	3100	46	450	450	2,1	14	0,58	0,0045	--	--	-68,8	-9,63
	13,0 6	-2,11	3700	120	--	220	--	8,0	0,89	6600	210	470	470	3,8	27	0,56	0,0041	--	--	--	--
Puits	24,4 3	-13,48	1700	20	45	32	--	8,1	0,86	1900	ND	790	790	6,7	10	0,89	0,0053	--	--	-77,3	-10,5
Puits	24,4 3	-13,48	1600	20	46	28	--	7,7		2000	1	720	720	--	--	0,80		--	--	--	--
F-92-3	Puits BFI		1100	31	51	130	2,75	7,6	--	1700	0,4	540	540	1,8	--	0,65	--	--	--	--	--
F-00-5	Puits BFI		4000	79	90	400	12,73	7,1	--	8000	--	1200	1200	8,9	--	0,50	--	--	--	--	--
F-04-5	Puits BFI		5500	56	330	170	14,04	6,7	--	8000	--	980	980	10	--	0,69	--	--	--	--	--
FP-OX	Puits BFI Bureau		2800	94	90	48	--	7,8	0,86	5700	17	1100	1100	8,7	22	0,49	--	230	9	--	--
08R el. 12,71 m	2,58	10,13	110	15	71	35	--	7,3	0,061	23	220	750	750	0,2	--	4,78	--	94	--	-73,56	-10,38
	4,07	8,64	190	14	14	13	--	7,5	0,061	44	84	680	680	--	--	4,32	--	--	--	-70,08	-10,06
	5,06	7,65	280	13	10	12	--	7,6	0,066	63	12	790	790	--	--	4,44	--	--	--	-70,9	-10,04
	5,62 5	7,085	370	13	8,8	9,6	--	7,6	0,07	69	41	970	970	--	--	5,36	--	190	54	-67,44	-9,63
	6,79	5,92	260	14	12	14	--	7,8	0,074	89	13	1000	1000	--	--	2,92	--	--	--	-67,67	-9,48
	7,06	5,65	340	14	12	14	--	7,6	0,077	120	53	780	780	--	--	2,83	--	--	--	-65,87	-8,64
	Puits	16,2 7	-3,56	630	9	14	7,7	--	7,8	--	530	1	750	750	--	--	1,19	--	--		
09R el.15,53m	2,56	12,97	620	29	67	89	--	7,7	0,22	1100	8	850	850	0,5	2	0,56	0,0018	--	--	-70,76	-10,13
	5,14	10,39	1300	48	35	76	--	7,4	0,38	2200	41	790	790	--	--	0,59	--	--	--	-65,7	-9,66
	7,36	8,17	1750	74	47	92	--	7,5	0,55	3500	53	770	770	--	--	0,50	--	--	--	-68,29	-9,61
	8,92	6,61	2000	87	59	140	--	7,6	0,64	4200	24	740	740	--	--	0,48	--	--	--	-70,03	-9,64
	10,2 3	5,3	2300	86	69	160	--	7,6	0,72	4900	29	1100	1100	--	--	0,47	--	--	--	-71,48	-9,66
	14,2 85	1,245	2900	95	93	200	--	7,5	0,87	7800	35	770	770	7,1	32	0,37	0,0041	--	--	-71,26	-9,59

Puits	15,4 3	0,1	2800	92	100	200	--	7,6	0,89	6100	13	990	990	7,2	33	0,46	0,0054	180	28	-68,68	-9,78
	16,4 9	-0,96	2900	94	110	210	--	7,6	0,9	6300	20	710	710	--	--	0,46	--	--	--	-71,31	-9,66
	28,8 5	-13,32	4300	55	130	250	--	7,4		6800	--	840	840	--	--	0,63					
07R	3,22	7,70	250	18	24	19	--	--	--	330	35	400	400	0,2	1	0,76	0,0030	61	--	-69,28	-9,59
el.10,91m	4,81	6,10	410	25	23	25	--	--	--	635	18	950	950	0,48	3	0,65	0,0047	68	--	-72,59	-10,06
	5,77	5,15	550	28	26	30	--	--	--	850	110	440	440	0,75	3	0,65	0,0035	76	--	-73,79	-10,02
	6,36	4,55	560	27	23	26	--	--	--	930	59	910	910	0,92	4	0,60	0,0043	83	--	-70,27	-10,08
	7,26	3,65	640	29	25	29	--	--	--	1000	39	450	450	0,89	4	0,64	0,0040	78	--	-71,29	-10,03
	8,61	2,31	750	37	39	40	--	--	--	1200	260	420	420	0,75	5	0,63	0,0042	52	--		
Puits	16,6 5	-5,74	790	8,1	15	5,8	--	7,5 7	--	530	1	750	750	--	--	1,49		--	--		

ANNEXE 4 – Exemple de certificats d'analyses

	BETA ANALYTIC INC. DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD	4985 S.W. 74 COURT
		MIAMI, FLORIDA, USA 33155
		PH: 305-667-5167 FAX: 305-663-0964 beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Dr. Mehdi Benabdallah

Report Date: 5/21/2009

Ecole Polytechnique de Montreal

Material Received: 5/12/2009

Sample Data	Apparent C14 Age (fraction modern)	C13/C12 Ratio
Beta - 259488 SAMPLE : 06R733754 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	3490 +/- 40 BP (Fmdn 0.6473 +/- 0.0032)	-16.8 o/oo
Beta - 259489 SAMPLE : 06R861883 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	4540 +/- 40 BP (Fmdn 0.5680 +/- 0.0028)	-13.6 o/oo
Beta - 259490 SAMPLE : 07R311332 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	5260 +/- 50 BP (Fmdn 0.5193 +/- 0.0032)	-12.8 o/oo
Beta - 259491 SAMPLE : 07R470492 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	6210 +/- 50 BP (Fmdn 0.4614 +/- 0.0029)	-9.9 o/oo
Beta - 259492 SAMPLE : 07R565588 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	5130 +/- 50 BP (Fmdn 0.5278 +/- 0.0033)	-13.3 o/oo

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ¹⁴C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ¹⁴C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured ¹³C/¹²C ratios (delta ¹³C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta ¹³C. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta ¹³C, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "ass". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.


BETA ANALYTIC INC.

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

 4985 S.W. 74 COURT
 MIAMI, FLORIDA, USA 33155
 PH: 305-667-5167 FAX: 305-663-0964
 beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Dr. Mehdi Benabdallah

Report Date: 5/21/2009

Sample Data	Apparent C14 Age (fraction modern)	C13/C12 Ratio
Beta - 259498 SAMPLE : 08R495517 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	3760 +/- 40 BP (Fmdn 0.6259 +/- 0.0031)	-14.7 o/oo
Beta - 259499 SAMPLE : 08R550575 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	2280 +/- 40 BP (Fmdn 0.7526 +/- 0.0037)	-11.1 o/oo
Beta - 259500 SAMPLE : 08R633655 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	4100 +/- 40 BP (Fmdn 0.6000 +/- 0.0030)	-12.9 o/oo
Beta - 259501 SAMPLE : 08R691721 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	4360 +/- 40 BP (Fmdn 0.5809 +/- 0.0029)	-10.6 o/oo
Beta - 259502 SAMPLE : 09R547566 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (water DIC): carbonate precipitation	8360 +/- 50 BP (Fmdn 0.3530 +/- 0.0022)	-10.8 o/oo

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ¹⁴C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ¹⁴C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured ¹³C/¹²C ratios (delta ¹³C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta ¹³C. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta ¹³C, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "as". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

Attention: Mehdi Benabdallah
 ECOLE POLYTECHNIQUE
 DÉPARTEMENT GÉNIE C. G. M.
 2900, Édouard-Monpetit
 CP 6079, Succ. Centre-ville
 Montréal, PQ
 CANADA H3C 3A7

Date du rapport: 2007/06/18

CERTIFICAT D'ANALYSES

DE DOSSIER MAXXAM: A717638

Reçu: 2007/06/08, 15:30

Matrice: LIQUIDE

Nombre d'échantillons reçus: 9

Analyses	Quantité	Date de l'extraction	Date Analyisé	Méthode de laboratoire	Méthode d'analyse
Alcalinité totale (pH final 4.5)	9	2007/06/14	2007/06/14	STL SOP-00038/1	Titrimétrique
Anions	9	2007/06/14	2007/06/14	STL SOP-00014/1	Chrom. Ionique
Frais de gestion	9	N/A	2007/06/11		
Iode total par ICPMS (1)	9	N/A	N/A		
Métaux par ICP	9	2007/06/14	2007/06/15	STL SOP-00006/1	ICP

(1) Cette analyse a été effectuée par Bodycote- Pte.Claire

clé de cryptage



Jean-Pascal Dionne

19 Jun 2007 18:20:58 -04:00

Veuillez adresser toute question concernant ce certificat d'analyse à votre chargé(e) de projets

JEAN-PASCAL DIONNE, B.Sc., Chimiste, Chargé de projet
 Email: Jean-Pascal.Dionne@maxxamanalytics.com
 Phone# (514) 448-9001 Ext:251

=====

Maxxam a mis en place des procédures qui protègent contre l'utilisation malsaine de la signature électronique et emploie les signataires requis selon la section 5.10.2 du guide ISO/IEC 17025:2005(E). Le CCN et l'ACLAÉ ont tous deux approuvé cette façon de rapporter les résultats ainsi que ce format électronique de rapport.

Veuillez vous référer à la page des signatures de validation pour le détail des validations par département.



Passionné par le service et la science
www.maxxamanalytique.com

Dossier Maxxam: A717638
Date du rapport: 2007/06/18

ECOLE POLYTECHNIQUE
Votre # du projet:
Nom de projet:
Initiales du préleveur:

MÉTAUX (LIQUIDE)

ID Maxxam		C19004	C19008	C19009	C19010	C19011		
Date d'échantillonnage								
	Unités	E2-2	E1-3	E4-2	D2-3	E3-2	LDR	Lot CQ

MÉTAUX								
Calcium (Ca)	mg/L	100	95	79	30	88	1	427963
Magnésium (Mg)	mg/L	300	380	240	68	280	1	427963
Potassium (K)	mg/L	120	140	96	45	120	1	427963
Sodium (Na)	mg/L	3800	4400	3000	1300	3500	2	427963

LDR = limite de détection rapportée
Lot CQ = Lot Contrôle Qualité

ID Maxxam		C19012		C19013		C19014		
Date d'échantillonnage								
	Unités	D1-3	LDR	MA-76-03-07	LDR	MA-315-02-7	LDR	Lot CQ

MÉTAUX								
Calcium (Ca)	mg/L	55	1	300	1	290	1	427963
Magnésium (Mg)	mg/L	200	1	220	1	170	0.1	427963
Potassium (K)	mg/L	100	1	76	0.1	72	0.1	427963
Sodium (Na)	mg/L	3300	2	5100	2	5800	2	427963

LDR = limite de détection rapportée
Lot CQ = Lot Contrôle Qualité

ID Maxxam		C19015		
Date d'échantillonnage				
	Unités	MA-315-01-07	LDR	Lot CQ

MÉTAUX				
Calcium (Ca)	mg/L	410	1	427963
Magnésium (Mg)	mg/L	230	1	427963
Potassium (K)	mg/L	75	0.1	427963
Sodium (Na)	mg/L	5400	2	427963

LDR = limite de détection rapportée
Lot CQ = Lot Contrôle Qualité



Passionné par le service et la science
www.maxxamanalytique.com

Dossier Maxxam: A717638
Date du rapport: 2007/06/18

ECOLE POLYTECHNIQUE
Votre # du projet:
Nom de projet:
Initiales du préleveur:

PARAMÈTRES CONVENTIONNELS (LIQUIDE)

D Maxxam		C19004	C19004	C19008	C19009		
Date d'échantillonnage							
	Unités	E2-2	E2-2 Dup. de Lab.	E1-3	E4-2	LDR	Lot CQ

CONVENTIONNELS							
Alcalinité Totale (en CaCO ₃) pH 4.5	mg/L	900	970	930	830	10	427782
Bicarbonates (HCO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	900	970	930	830	10	427782
Carbonate (CO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	ND	ND	ND	ND	10	427782
Chlorures (Cl)	mg/L	7100	8200	8800	5600	50	427946
Sulfates (SO ₄)	mg/L	17	15	7	21	1	427946

ND = Non Détecté
LDR = limite de détection rapportée
Lot CQ = Lot Contrôle Qualité

D Maxxam		C19010	C19011		
Date d'échantillonnage					
	Unités	D2-3	LDR	E3-2	LDR Lot CQ

CONVENTIONNELS							
Alcalinité Totale (en CaCO ₃) pH 4.5	mg/L	690	10	840	10	427782	
Bicarbonates (HCO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	690	10	840	10	427782	
Carbonate (CO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	ND	10	ND	10	427782	
Chlorures (Cl)	mg/L	1600	30	6400	50	427946	
Sulfates (SO ₄)	mg/L	130	1	74	1	427946	

ND = Non Détecté
LDR = limite de détection rapportée
Lot CQ = Lot Contrôle Qualité



Passionné par le service et la science
www.maxxamanalytique.com

Dossier Maxxam: A717638
Date du rapport: 2007/06/18

ECOLE POLYTECHNIQUE
Votre # du projet:
Nom de projet:
Initiales du préleveur:

PARAMÈTRES CONVENTIONNELS (LIQUIDE)

ID Maxxam		C19012		C19013	C19014		
Date d'échantillonnage							
	Unités	D1-3	LDR	MA-76-03-07	MA-315-02-7	LDR	Lot CQ

CONVENTIONNELS							
Alcalinité Totale (en CaCO ₃) pH 4.5	mg/L	1200	10	1200	1200	10	427782
Bicarbonates (HCO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	1100	10	1200	1200	10	427782
Carbonate (CO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	26	10	ND	ND	10	427782
Chlorures (Cl)	mg/L	5100	30	8600	9500	50	427946
Sulfates (SO ₄)	mg/L	25	1	ND	ND	1	427946

ND = Non Détecté
LDR = limite de détection rapportée
Lot CQ = Lot Contrôle Qualité

ID Maxxam		C19015		
Date d'échantillonnage				
	Unités	MA-315-01-07	LDR	Lot CQ

CONVENTIONNELS				
Alcalinité Totale (en CaCO ₃) pH 4.5	mg/L	740	10	427782
Bicarbonates (HCO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	740	10	427782
Carbonate (CO ₃ comme CaCO ₃)	mg/L	ND	10	427782
Chlorures (Cl)	mg/L	9700	50	427946
Sulfates (SO ₄)	mg/L	ND	1	427946

ND = Non Détecté
LDR = limite de détection rapportée
Lot CQ = Lot Contrôle Qualité

Dossier Maxxam: A717638
 Date du rapport: 2007/06/18

ECOLE POLYTECHNIQUE
 Votre # du projet:
 Nom de projet:
 Initiales du préleveur:

REMARQUES GÉNÉRALES

État des échantillons à l'arrivée: BON

MÉTAUX (LIQUIDE)

Veuillez noter que les résultats n'ont pas été corrigés pour la récupération des échantillons de contrôle de qualité. Veuillez noter que les résultats ont été corrigés pour le blanc.
 Les limites de détections indiquées sont multipliées par les facteurs de dilution utilisés pour l'analyse des échantillons.

PARAMÈTRES CONVENTIONNELS (LIQUIDE)

Veuillez noter que les résultats n'ont pas été corrigés pour la récupération des échantillons de contrôle de qualité. Veuillez noter que les résultats ont été corrigés pour le blanc.
 Les limites de détections indiquées sont multipliées par les facteurs de dilution utilisés pour l'analyse des échantillons.

Les résultats s'appliquent seulement pour les paramètres analysés.

ECOLE POLYTECHNIQUE

Attention: Mehdi Benabdallah

Votre # du projet:

P.O. #:

Nom de projet:

Rapport Assurance Qualité

Dossier Maxxam: A717638

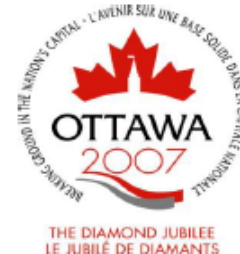
Lot AQ/CQ Num Init	Type CQ	Paramètre	Date Analysé aaaa/mm/jj	Valeur	Réc	Unités
427782 HC	ÉTALON CQ	Alcalinité Totale (en CaCO ₃) pH 4.5	2007/06/14		100	%
		Bicarbonates (HCO ₃ comme CaCO ₃)	2007/06/14		100	%
		Carbonate (CO ₃ comme CaCO ₃)	2007/06/14		100	%
	SPIKE	Alcalinité Totale (en CaCO ₃) pH 4.5	2007/06/14		92	%
		Bicarbonates (HCO ₃ comme CaCO ₃)	2007/06/14		92	%
		Carbonate (CO ₃ comme CaCO ₃)	2007/06/14		92	%
	BLANC	Alcalinité Totale (en CaCO ₃) pH 4.5	2007/06/14	ND, LDR=2		mg/L
		Bicarbonates (HCO ₃ comme CaCO ₃)	2007/06/14	ND, LDR=2		mg/L
		Carbonate (CO ₃ comme CaCO ₃)	2007/06/14	ND, LDR=2		mg/L
427946 FS	SPIKE	Chlorures (Cl)	2007/06/14		109	%
		Sulfates (SO ₄)	2007/06/14		109	%
	BLANC	Chlorures (Cl)	2007/06/14	ND, LDR=0.05		mg/L
		Sulfates (SO ₄)	2007/06/14	ND, LDR=0.1		mg/L
427963 KK	SPIKE	Calcium (Ca)	2007/06/15		101	%
		Magnésium (Mg)	2007/06/15		101	%
		Potassium (K)	2007/06/15		98	%
		Sodium (Na)	2007/06/15		121	%
	BLANC	Calcium (Ca)	2007/06/15	ND, LDR=0.1		mg/L
		Magnésium (Mg)	2007/06/15	ND, LDR=0.1		mg/L
		Potassium (K)	2007/06/15	ND, LDR=0.1		mg/L
		Sodium (Na)	2007/06/15	ND, LDR=0.2		mg/L

ND = Non Détecté
 LDR = limite de détection rapportée
 Étalon CQ = Étalon Contrôle Qualité
 SPIKE = Blanc fortifié
 Réc = Récupération

ANNEXE 5 – Article Benabdallah et Chapuis (2006)

STUDYING THE INFLUENCE OF SCALE EFFECTS WHEN COMPUTING THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF A CHAMPLAIN CLAY

El Mehdi Benabdallah and Robert P. Chapuis
Department of Civil, Geological and Mining Engineering – Ecole Polytechnique
de Montréal, Montreal, Quebec, Canada



ABSTRACT

This paper investigates potential scale effects for permeability in a Champlain clay. Laboratory tests conducted on oedometric and triaxial cells enabled the estimation of the hydraulic conductivity of the clay. In situ variable head tests, using a range of differences in hydraulic heads, were also conducted in piezometers installed at different depths. The results showed the existence of scale effects in this clay. The hydraulic conductivity is underestimated when testing clay specimens in oedometers, but correctly estimated when performing either triaxial tests or field tests with piezometers.

RÉSUMÉ

L'article traite des effets d'échelle potentiels pour la perméabilité dans une argile Champlain. Des essais au laboratoire en cellules oedométriques et triaxiales ont permis d'estimer la conductivité hydraulique de l'argile. Des essais in situ à niveau variable, avec diverses différences de charges hydrauliques, ont été réalisés dans des piézomètres installés à différentes profondeurs. Les résultats ont montré un effet d'échelle dans cette argile. La conductivité hydraulique est sous estimée quand on teste des spécimens dans des oedomètres, mais correctement estimée quand on réalise soit des essais triaxiaux soit des essais in situ dans des piézomètres.

1 INTRODUCTION

For any waste disposal facilities built on a natural clay layer, the determination of the clay permeability is an essential part of technical and environmental studies. The governmental standards usually require a maximum value for the hydraulic conductivity within a certain thickness. The clay hydraulic conductivity k can be determined using different in situ and laboratory techniques. The size of tested clay specimens may vary from a few centimetres for laboratory tests to meters for in situ experiments. When there are scale effects, then the size matters and it becomes important to know what minimum size can be used to determine the k value of the clay layer.

This paper presents a study of the hydraulic conductivity of a deposit of natural Champlain sea clay. Several types of tests were performed in the laboratory using intact samples recovered with a thin-wall sampler, and in situ using variable head tests in monitoring wells. The comparison of results provided a verification of scale effects in the clay and an estimate of their extent.

2 SCALE EFFECT IN THE LITERATURE

As it appears in the literature, the value of the hydraulic conductivity k may depend on the scale of investigation. Generally, the k value increases with the volume tested. One must note that the orientation (horizontal/vertical) of the tested specimen has to be taken into consideration. The existing literature shows that there is no consensus about this subject, although almost all authors do believe

that scale effects exist for hydraulic conductivity. Rovey and Niemann (1998) showed that the hydraulic conductivity of an aquifer is different whether the results are obtained using a pumping test or a slug test. They argue that this scale effect is justified by more or less important heterogeneities within the volume studied. The greater the studied volume, the greater and the more influent are the heterogeneities. Butler and Healey (1997) rejected the idea that scale effects can exist in aquifers. They argued that scale effects are only artefacts linked to the installation and development of the piezometers. The skin effects are more present in the slug tests than in pumping tests. Rovey and Cherkauer (1994) stated that there are small chances that a test in a small scale will be perturbed. One must work at regional scale to observe the disturbance. For homogenous sands, Chapuis et al. (2005) did not find scale effects.

Scale effects in natural clay were studied by Cazaux and Didier (2002), using laboratory and field measurements of hydraulic conductivity. They found that the laboratory specimens had to be larger than 100 mm to be representative of the large scale k value. The slug tests and the laboratory tests gave the same results.

Finally, Chapuis (2006) stated that several authors think that scale effects are used as an excuse when the heterogeneity of the tested material is ignored or when errors involved in the sampling, preparation, testing and interpretation of the results are not taken into account.

3 SITE AND INSTRUMENTATION

The research described in this paper was conducted in a site located along Highway 640, at about 40 km northeast of Montreal (Figure 1). The stratigraphy of the site is characterized by the presence of a clay bed with a thickness varying from 17 m to 24 m. It is covered with sand and organic soil (0.5 m to 3.5 m) and rests on a till bed and a shale bedrock. Scale effects in the upper sand layer were investigated by Chapuis et al. (2005).

In order to conduct this experiment, seven monitoring wells were installed in the clay. The boreholes were made using a solid auger and coring the clay with thin-wall Shelby tubes to minimize clay remoulding. The clay samples were extracted to provide the specimens that were used in laboratory experiments (Benabdallah 2006).



Figure 1. Site location near Lachenaie, Québec

4 LABORATORY TESTS

4.1 Physical and geotechnical properties of the clay

Before conducting the different tests in situ or in the laboratory, a first step was to determine the physical and geotechnical properties of the tested clay.

The investigated properties were the Atterberg limits, plastic (PL) and liquid limits (LL) (ASTM 1998a), the natural water contents w (ASTM 1998b), the void ratios e and the specific gravity G_s (ASTM 1998c) of the different samples extracted from the seven boreholes at different depths.

The average values of the parameters cited above are presented in the Table 1.

Table 1. Depths, natural water content, Atterberg limits, and specific gravity of tested specimens.

Sample	Depth (m)	w (%)	PL (%)	LL (%)	G_s
10A	2.74	63.97	24.32	64.00	2.75
10B	2.3	57.63	21.91	64.13	2.76
11B	3.2	64.22	22.54	60.21	2.75
15A	3.66	63.64	21.96	58.42	2.75
15B	4.32	65.96	21.91	64.13	2.75
20A	5.67	65.52	23.06	62.71	2.76
20B	5.67	64.73	23.26	62.66	2.75
25H1	8.5	63.71	24.58	64.75	2.75

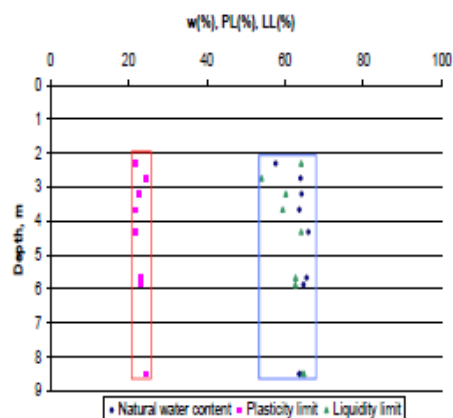


Figure 2. Distribution of the natural water content, of the plasticity and liquidity limits versus depth.

As it appears in Table 1 and in Figure 2:

- The natural water contents do not significantly vary versus the depths of the specimens tested. It varies between 58% and 62% for all the tested clay.
- The plasticity limits vary with a percentage smaller than 2% for all the specimens tested. The depth had no influence on the results.
- The values of the liquidity limit are about 61% with no effect of the depth on the values.

Also, the consolidation oedometer tests enabled us to compute the void ratios of the clay at each consolidation step and to plot the variation of the in situ void ratio for the different clay specimens versus the depth from which the specimens were obtained.

A clay specimen with a diameter of 6.35 cm and a height of 2 cm is used for the consolidation test. For the clay tested, the préconsolidation pressure varied between 180 kPa and 210 kPa depending on the depth and the location of the specimen.

Pressures varying from 34.6 kPa to 813 kPa were applied on the specimen. At the end of any 24-h duration consolidation stage, the permeability test was started.

The consolidation curves obtained from this experiment confirmed that the clay from the different boreholes and from different depths had mechanically and geotechnically the same behaviour.

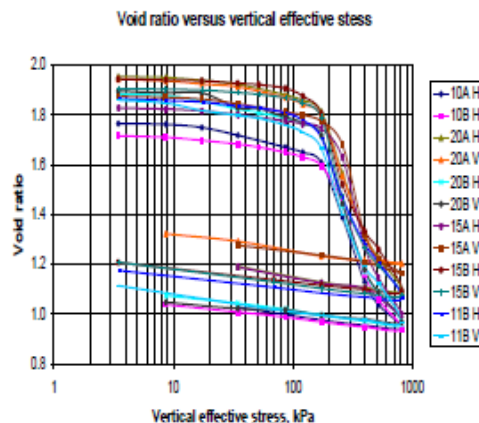


Figure 3. Void ratio versus vertical effective stress

It can be seen in Figure 3 that the in situ void ratio is in the range of 1.7 to 1.9. Knowing that all the samples were extracted from depths of 2 m to 9 m, one can conclude that the depth had very little effect on the different parameters investigated and to some point one can say that this plastic clay is homogeneous.

4.2 Laboratory permeability tests

The clay samples extracted from the Shelby tubes gave specimens for triaxial cells and oedometers. Constant head tests in the triaxial cells are best suited for testing large specimen under field stress conditions: The validity of Darcy's law is confirmed (Tavenas et al. 1983).

Falling head tests in the oedometer use smaller size specimens and are subject to minimal sources of error but sometimes, the representativeness of the specimen is questioned. Tavenas et al. (1983) described in detail the experimental apparatus used in both tests.

Note that for all the laboratory tests, the temperature is normalized to 23°C.

4.2.1 Falling head permeability tests in the oedometer

The main merit of the falling head permeability tests in the oedometer is that it allows obtaining the hydraulic conductivity of the clay not only at the initial site conditions but at every void ratio during consolidation (Figure 4).

At the end of a 24-hour consolidation step, a falling head permeability test was conducted. A maximum initial head of 100 cm was thus applied between the base and the top of the specimen and the water levels were recorded at

regular intervals. The hydraulic conductivity k was then computed using the ASTM standard D5856. (ASTM 2002a).

$$k = \frac{aL}{At} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right) \quad [1]$$

where:

a : Cross section of the inlet tube, cm²

L : Height of clay specimen, cm

A : Cross section of the specimen, cm²

h_i : Head loss at time i , cm

t : Time between the measurement of h_1 and h_2 , s

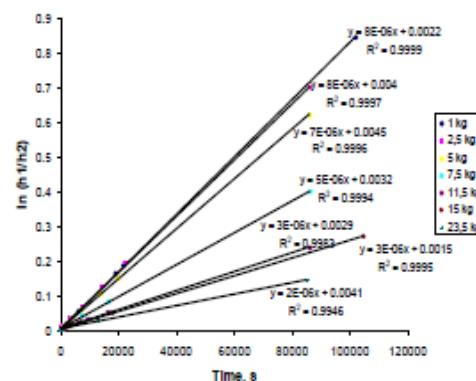


Figure 4. Example of the slope of $\ln(h_1/h_2)$ versus t after different loading steps for sample 10AH.

For each clay specimen, the same operation described above was conducted. A relationship between the hydraulic conductivity and the void ratio was obtained experimentally (Figure 5).

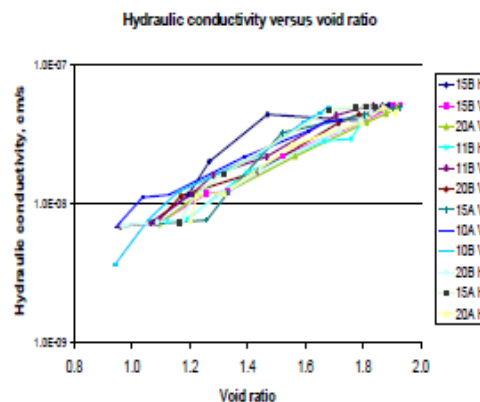


Figure 5. Hydraulic conductivity k versus void ratio e .

In Figure 5, one observes that as the void ratio decreases, the hydraulic conductivity decreases too. At the in situ void ratio, the hydraulic conductivity of this clay is the range of 10^{-8} to 10^{-7} cm/s.

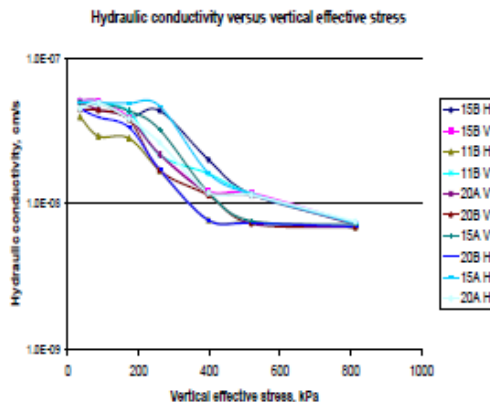


Figure 6. Hydraulic conductivity versus vertical effective stress for the clay specimens.

The hydraulic conductivity value at stresses below the preconsolidation pressure, as it appears in Figure 6, was about 10^{-7} cm/s. As the vertical effective stress increased, the hydraulic conductivity diminished to stabilize at about 10^{-8} cm/s.

4.2.2 Hydraulic conductivity tests in the triaxial cell

The triaxial cell offers an advantage compared to the oedometer, because it tests larger specimens than the oedometer cell, and this may help to avoid the problem sample representativeness as mentioned above.

In triaxial cells, specimens with a diameter of 7 cm and heights between 5 cm and 10 cm were tested. After the saturation process, the clay was tested under effective stresses and back pressures equivalent to the in situ conditions but without consolidating the clay. The standard ASTM D5084-00 was used to compute the hydraulic conductivity.

$$k = \frac{a_m a_{out} L}{(a_m + a_{out}) \Delta t} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right) \quad [2]$$

where:

- a_m : Cross section of the inlet tube, cm^2
- a_{out} : Cross section of the outlet tube, cm^2
- L : Height of the specimen, cm
- A : Cross section of the specimen, cm^2
- h_i : Head loss at time t_i , cm

Δt : Time between the measurement of h_1 and h_2 , s

Using Eq. 2, the graph of $\ln(h(t)/h(t=0))$ versus t was plotted and the slope was used to determine the value of the hydraulic conductivity (Figure 7). The results of triaxial tests are presented in Table 2.

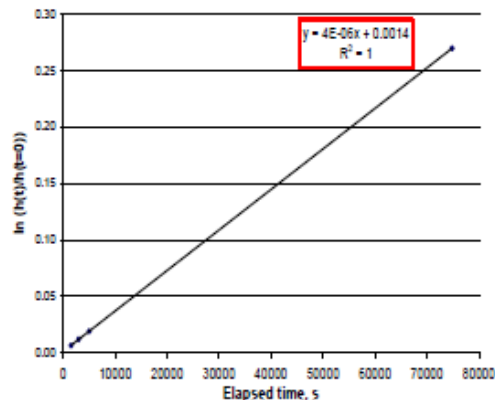


Figure 7. $\ln(h(t)/h(t=0))$ versus t . Example of data for sample 25H1.

Table 2: Parameters and results of the triaxial tests.

Sample	Depth (cm)	Height (cm)	Initial gradient i (cm/cm)	Void ratio e	Hydraulic conductivity (cm/s)
10A	280	9.01	10	1.77	8.65E-08
10B	213	5.71	10	1.72	2.38E-07
11B	282	7.72	10	1.86	8.40E-08
15A	402	8.03	10	1.83	1.47E-07
15B	437	10.11	10	1.94	4.78E-07
20A	594	9.58	10	1.96	1.20E-07
20B	582	5.2	10	1.88	7.23E-08

Table 2 shows that for specimens having a height between 5.20 cm and 10.11 cm and for an average void ratio of 1.85, the order of magnitude of the hydraulic conductivity is 10^{-7} cm/s.

So, one can observe that using two laboratory techniques for determining the hydraulic conductivity of the clay, and under the same conditions, the order of magnitude of the k value is different. The only difference between the specimens tested with the two methods is their size: in the oedometers, one uses 2 cm specimens and in the triaxial cells, specimens between 5 and 10 cm are used.

5 IN-SITU TESTS

Rising and falling permeability tests were conducted on the piezometers to determine the field k value. For this purpose, seven piezometers installed in the clay at four

different depths ranging from 2.60 m to 6.10 m were used. The filter (sand) pack around the centered PVC screen was natural fine sand. The annular space around the PVC pipe was sealed with bentonite and sand. The piezometer's dimensions and properties appear in Figure 8 and Table 3.

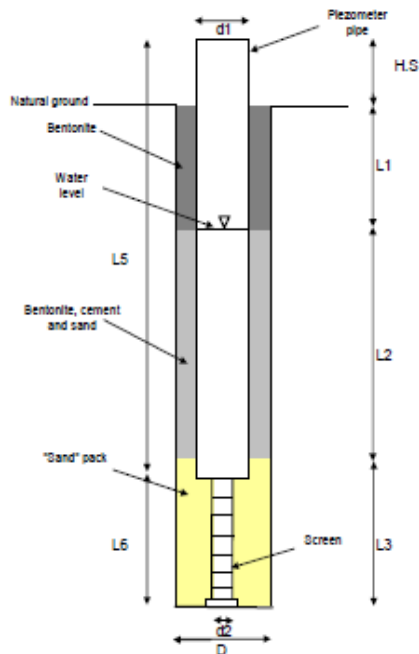


Figure 8. Properties of the piezometers.

Table 3. Dimensions of the piezometers.

	P-20A	P-15B	P-11B	P-10B	P-10A	P-15A	P-20B
H.S	92	102	120	94	94	109	126
L1	282	247	—	104	87	256	383
L2	267	63	—	56	82	113	136
L3	53	70	55	52	59	80	43
L4	10	20	8	4	13	8	88
D	10	7.35	7.35	7.35	10	10	7.35
L5	814	420	319	224.5	244	465.5	607
L6	90	82	76	83.5	78	73.5	91
d1	5.08	5.08	5.08	5.08	5.08	5.08	5.08
d2	3.17	3.17	3.17	3.17	3.17	3.17	3.17

all the values in cm

A pressure transducer (Levellogger) was lowered into the water and given a fixed position. A 1 m, 2 m and 3 m water column were respectively poured or extracted from the piezometer to conduct the falling and rising tests. The initial water level was then taken using a manual probe. Then water levels were recorded every day during the 15 to 20 days of each test.

Once the variation of the water levels with time obtained, the information was interpreted using the equation of Hvorslev (1951) and Bouwer and Rice (1976). All the data were then processed using the velocity graph method which is a graphical representation of the conservation equation. Chapuis (2001) suggested different ways to check the initial water level and the hydraulic fracturing conditions. This method is well described in the AFNOR 1992 standard and CAN/BNQ 1988. (Figure 9).

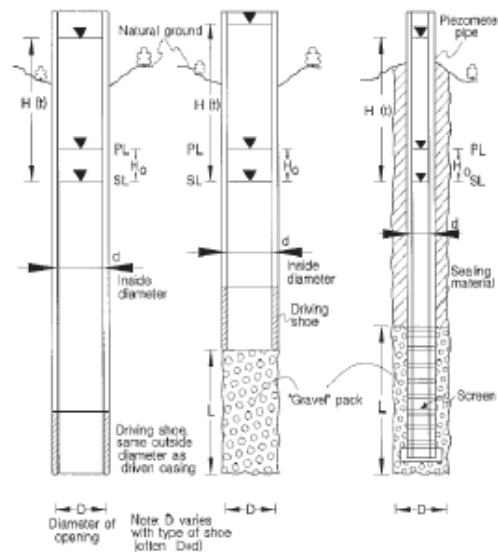


Figure 9. Test conditions for a variable-head test, a test at the end of a driven casing (CAN/BNQ 1988a) and for a Lefranc test (CAN/BNQ 1988b), source: Chapuis (1998).

Mathematically, the variable-head test can be explained as follows.

The flux into the soil (Q_{soil} , Darcy's law) is related to the flow rate in the pipe Q_{inj}

$$Q_{inj} = Q_{soil} = ckH \quad [3]$$

c : Shape factor of the injection zone, cm

k : Saturated hydraulic conductivity, cm/s

H : Applied hydraulic head difference, cm

Q_{inj} is calculated from the internal cross section, S_{pi} , of the injection pipe and from the water level velocity, dH/dt , in the pipe:

$$Q_{inj} = -S_{pi}(dH/dt) \quad [4]$$

From Eqs. 3 and 4, we obtain:

$$\frac{dH}{H} = -\frac{kc}{S_{inj}} dt \quad [5]$$

Integration of Eq. 5 leads to the equation used by Hvorslev (1951):

$$\ln\left(\frac{H_1}{H_2}\right) = -\left(\frac{kc}{S_{inj}}\right)(t_1 - t_2) = -kC(t_1 - t_2) \quad [6]$$

Where H_1 and H_2 are the differences of total heads at times t_1 and t_2 and $C = c/S_{inj}$.

The value of k before any correction is made is obtained using the equation of Hvorslev (1951).

$$\text{slope} = p = -\left(\frac{kc}{S_{inj}}\right) = -kC \quad [7]$$

$$k = -\left(\frac{pS_{inj}}{c}\right) = -\frac{p}{C} \quad [8]$$

For the calculation of the value of c , several equations are proposed depending on the nature of the test, which is known as a Lefranc test (CAN/BNQ 1988b), with an injection zone of length L and diameter D . The shape factor is obtained by the simplified ellipsoid formula:

$$c = \frac{2\pi L}{\ln\left(\frac{2L}{D}\right)} \text{ when } \frac{L}{D} \geq 4 \quad [9]$$

Or by the sphere formula below:

$$c = 2\pi D \left[\frac{L}{D} + 0.25 \right]^{0.5} \text{ when } 1 \leq \frac{L}{D} \leq 8 \quad [10]$$

From Equation 6 above, $\ln H$ versus t is a straight line. It is rarely the case in the practical conditions. In fact, the water level in the tube varies very slowly because of the time lag which is more important in clay because of its low hydraulic conductivity (Hvorslev 1951). The apparent static water level is different from the real piezometric water level. It will cause a propagation of error because

the water level taken as a reference in all the calculations is not correct. Also, when reanalyzing the curved plots obtained, Chapuis (1981) related this non-linear relation between $\ln(H)$ and t to a poor estimate of the local piezometric level. A correction is necessary.

The real value of H , noted H_r , is the difference between the apparent value of H , H_a , and the error in the assumed piezometric level H_0 .

$$H_r = H_a - H_0 \quad [11]$$

By replacing in Eq. 3, one obtains:

$$Q_{inj} = Q_{out} = ckH_r = ck(H_a - H_0) \quad [12]$$

$$Q_{inj} = -S_{inj} \left(\frac{dH_r}{dt} \right) = -A_{inj} \frac{dH_a}{dt} \quad [13]$$

$$\frac{dH_r}{dt} = \frac{dH_a}{dt} = -\frac{kc(H_a - H_0)}{S_{inj}} \quad [14]$$

$$\ln\left(\frac{H_{r1}}{H_{r2}}\right) = \ln\left(\frac{H_{a1} - H_0}{H_{a2} - H_0}\right) = -\frac{kc}{S_{inj}}(t_1 - t_2) = -kC(t_1 - t_2) \quad [15]$$

$$y = H_a = -\frac{dH_a}{dt} \left(\frac{S_{inj}}{kc} \right) + H_0 = x \left(\frac{S_{inj}}{kc} \right) + H_0 = px + H_0 \quad [16]$$

$$y = H_a = -\frac{dH_a}{dt} \left(\frac{S_{inj}}{kc} \right) + H_0 = x \left(\frac{S_{inj}}{kc} \right) + H_0 = px + H_0 \quad [17]$$

H_0 is then obtained graphically. It represents the intersection of the line with the y -axis.

Applying the methodology described above, the results obtained in Table 4 were obtained.

In Figure 10 below, two steps are used to obtain the value of the hydraulic conductivity from the data obtained in situ. In the first step, the mean value of H_m is plotted versus the water velocity. Then, in the second step, $\ln H_r$ is plotted versus t .

The falling and rising head tests, with different hydraulic heads, led to hydraulic conductivities with an order of magnitude of 10^{-7} cm/s.

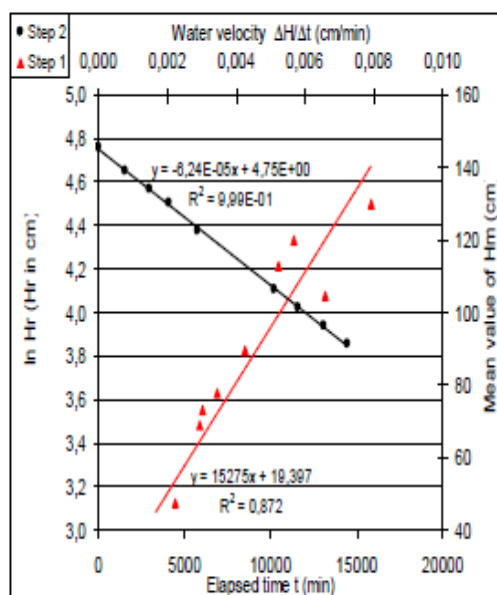


Figure 10. Example of the graphs obtained for the in situ tests in P-20A.

Table 4. In situ hydraulic conductivities.

Piezometer	Depth (m)	K (cm/s), T=23°C					
		Rising 1m	Falling 1m	Falling 2m	Rising 2m	Falling 3m	
10A	2.74	3.04E-07	1.83E-07	1.47E-07	2.22E-07	N/D	
10B	2.3	5.44E-07	1.78E-07	1.82E-07	2.15E-07	N/D	
11B	3.2	4.12E-07	1.83E-07	1.87E-07	2.03E-07	N/D	
15A	3.88	2.18E-07	2.00E-07	2.84E-07	N/D	3.35E-07	
15B	4.32	2.39E-07	1.87E-07	4.25E-07	1.30E-07	N/D	
20A	5.67	2.40E-07	5.74E-07	1.17E-07	N/D	3.78E-07	
20B	5.67	2.74E-07	1.78E-07	3.02E-07	2.30E-07	N/D	
Average		3.19E-07	2.34E-07	2.32E-07	2.00E-07	3.59E-07	

6 RESULTS AND DISCUSSION

The results of in situ and laboratory experiments are summarized in Table 5 and Figure 11.

At first sight, it appears that there is a scale effect in this clay. The height of the tested specimens is 2 cm in the oedometers, 5 cm to 10 cm in the triaxial cell and for the in situ tests, the tested heights were considered to be equal to the length of the screen which is about 1.0 m.

Table 5. Hydraulic conductivity values obtained with the different in situ and laboratory methods.

	Hydraulic conductivity (cm/s)					
	P-20A	P-20B	P-16A	P-16B	P-10A	P-11B
Rising 1m	2.40E-07	2.74E-07	2.18E-07	2.39E-07	3.04E-07	5.40E-07
Falling 1m	5.47E-07	1.76E-07	2.00E-07	1.87E-07	1.63E-07	1.78E-07
Rising 2m	N/D	2.30E-07	N/D	1.30E-07	2.22E-07	2.15E-07
Falling 2m	1.17E-07	3.02E-07	2.65E-07	4.25E-07	1.47E-07	1.82E-07
Falling 3m	3.78E-07	N/D	3.35E-07	N/D	N/D	N/D
Oedometer Horizontal	4.46E-08	3.95E-08	4.70E-08	5.08E-08	N/D	N/D
Oedometer Vertical	4.70E-08	4.40E-08	4.89E-08	5.08E-08	3.90E-08	4.71E-08
Triaxial Cell Horizontal	1.20E-07	7.23E-08	1.47E-07	4.78E-07	8.65E-08	2.38E-07
Triaxial Cell Vertical						

N/D Not determined

For the laboratory tests, the order of magnitude of the hydraulic conductivity is different depending on the nature of the test. Indeed, an order of magnitude of 10^{-7} cm/s is found in the triaxial cells whereas 10^{-8} cm/s is found with oedometers. One also notes that the order of magnitude is identical whether the oedometer tested specimen was cut horizontally or vertically.

So, for the laboratory tests, by increasing the height of the tested specimen from 2 cm to 7.5 cm (average height of the 7 specimens), the k value increased by approximately a factor of about 2 to 10.

Concerning the in situ tests, the interpretation of the different falling and rising tests conducted at different hydraulic heads showed that the order of magnitude of the k value is the same as the one obtained with the tests conducted on triaxial cells (10^{-7} cm/s).

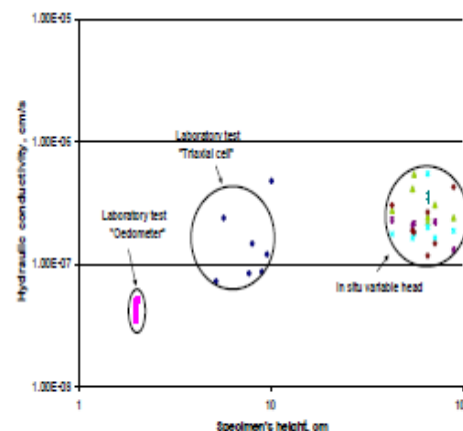


Figure 11. Hydraulic conductivity versus height of specimen for the laboratory and in situ methods.

Thus, by analysing these results, one can say that when small specimens (2 cm height and 6 cm in diameter) are used, the k value is underestimated. By using larger specimens, the estimated k value remained the same in spite of passing from 10 centimetres in height on the triaxial cells to about one meter in the field tests.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research was sponsored by the National Research Council of Canada. The authors thank Antonio Gaten for his help in the laboratory and in the field, and BFI Usine de triage Lachenaie Ltd for access to their property.

REFERENCES

- AFNOR, 2002, Norme NF P 94-132. *Essai d'eau Lefranc*, Association Française de normalisation, Paris.
- ASTM D4318, 1998a *Standard Test Methods for Liquid Limit, Plastic Limit, and Plasticity Index of Soils*. In *ASTM Annual Book of Standards*, Philadelphia, PA.
- ASTM D2216, 1998b. *Standard Test Method for Laboratory Determination of Water (Moisture) Content of Soil and Rock by Mass*. In *ASTM Annual Book of Standards*, Philadelphia, PA.
- ASTM D854, 1998c. *Standard Test Methods for Specific Gravity of Soil Solids by Water Pycnometer*. In *ASTM Annual Book of Standards*, Philadelphia, PA.
- ASTM D5856, 2002a. *Standard Test Method for Measurement of Hydraulic Conductivity of Porous Material Using a Rigid-Wall, Compaction-Mold Permeameter*. In *ASTM Annual Book of Standards*, Philadelphia, PA.
- ASTM D5084, 2000a. *Standard test methods for measurement of hydraulic conductivity of saturated porous materials using a flexible wall permeameter*. In *ASTM Annual Book of Standards*, Philadelphia, PA.
- ASTM D2435, 2005a. *Standard test methods for one-dimensional consolidation properties of soils using incremental loading*. In *ASTM Annual Book of Standards*, Philadelphia, PA.
- ASTM D5846, 2005b. *Standard test methods for measurement of hydraulic conductivity of porous material using a rigid-wall, compaction-mold permeameter*. In *ASTM Annual Book of Standards*, Philadelphia, PA.
- Benabdallah, E.-M. 2006. *Caractérisation de la perméabilité d'une argile sensible à Lachenaie*. Mémoire de M.Sc.A., Département CGM, École Polytechnique, Montréal.
- Bouwer, H. and Rice, R.C. 1976. A slug test method for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells, *Water Resources Research*, vol. 12, no. 3, pp. 423-428.
- Butler, J.J. and Healey, J.M. 1997. Relationship between pumping test and slug-test parameters: scale effect or artefacts. *Ground Water*, Vol. 36, No. 2 (Mar.-Apr. 1998), pp. 305-313.
- CAN/BNQ. 1988a. Soils — Determination of permeability at the end of a casing. Canadian Standards Association and Bureau de normalisation du Québec, CAN/BNQ 2501-130-M88.
- CAN/BNQ. 1988b. Soils — Determination of permeability by the Lefranc method. Canadian Standards Association and Bureau de normalisation du Québec, CAN/BNQ 2501-135-M88.
- Cazaux, D. and Didier, G. 2002. Comparison between various field and laboratory measurements of the hydraulic conductivity of three clay liners, In *Evaluating and remediation of low permeability and dual porosity environments*, ASTM STP 1415, M.N. Sara and L.G. Everett, Eds., ASTM International, West Conshohocken, PA.
- Chapuis, R.P., Paré, J.J., and Lavallée, J.G. 1981. In situ variable head permeability tests. In *Proceedings of the 10th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Stockholm, Sweden, June 15-19, Vol. 1, pp. 401-406.
- Chapuis, R.P. 1998. Overdamped slug test in monitoring wells: review of interpretation methods with mathematical, physical, and numerical analysis of storativity influence. *Canadian Geotechnical Journal*. 35(1), pp. 697-719.
- Chapuis, R.P., Dallaire V., Marcotte D., Chouteau M., Acevedo N. and Gagnon F. 2005. Evaluating the hydraulic conductivity at three different scales within an unconfined sand aquifer at Lachenaie, Quebec. *Canadian Geotechnical Journal*. 42, pp. 1212-1220.
- Chapuis, R.P. 2006. Discussion of "Measuring the hydraulic conductivity of soil-bentonite backfill" by J.P. Britton, G.M. Filtz, and W.E. Herring". *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. pp. 809-812.
- Hvorslev, M.J. 1951. Time lag and soil permeability in groundwater observations. Bulletin 36, *U.S. Army Corps of Engineers*, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.
- Rovey, C. and Cherkauer, D. 1994. Relation Between Hydraulic Conductivity and Texture in a Carbonate Aquifer: Observations: *Ground Water*, v. 32, p. 53-62.
- Rovey, C.W. and Niemann, W.L. 1998. Discussion on the publication "Relationship between pumping-test and slug-test parameters: Scale effect or artefacts". *Ground Water*, Vol. 36, No. 6, pp. 866-867.
- Tavenas, F., Jean, P., Leblond, P. et Leroueil, S. 1983. The permeability of natural soft clays. Part II: permeability characteristics, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 20, No. 4, pp. 629-660.
- Taylor, D.W. 1948. *Fundamentals of soils mechanics*, John Wiley and Sons, New York, NY.

ANNEXE 6 – Pertes au feu

Profondeur (m)	Creuset vide (g)	Creuset + Sol séché à 105°C (g)	Creuset + cendres à 550°C (g)	Perte au feu à 550°C (%)	Moyenne (%)
02R 1.75	31.242	35.831	35.730	2.20	2.22
	29.791	34.25	34.150	2.24	
02R 4.34	32.367	36.958	36.800	3.44	3.29
	26.855	29.466	29.384	3.14	
02R 5.69	26.85	33.632	33.348	4.19	4.23
	28.038	35.969	35.630	4.27	
02R 5.79	19.047	24.43	24.293	2.55	2.58
	31.862	36.758	36.630	2.61	
02R 6.22	23.972	28.359	28.198	3.67	3.38
	28.526	31.611	31.516	3.09	
02R 8.59	21.826	25.693	25.526	4.32	3.71
	27.902	30.252	30.179	3.11	
02R 9.02	27.883	33.671	33.447	3.87	3.86
	22.659	26.454	26.308	3.85	
02R 9.76	22.88	27.334	27.173	3.61	3.65
	19.578	27.163	26.884	3.68	
02R 11.17	30.397	37.876	37.550	4.36	4.43
	25.475	31.933	31.642	4.51	
02R 12.93	28.042	32.979	32.823	3.16	3.30

ANNEXE 7 – Diverses photographies



Figure A7.1: Opération de forage



Figure A7.2: Foreuse sur chenille



Figure A7.3: Tiges servant au forage



Figure A7.4: Sections de tube de forage



Figure A7.5: Échantillonnage de l'argile



Figure A7.6: Échantillon d'argile altéré après 12 mois au réfrigérateur

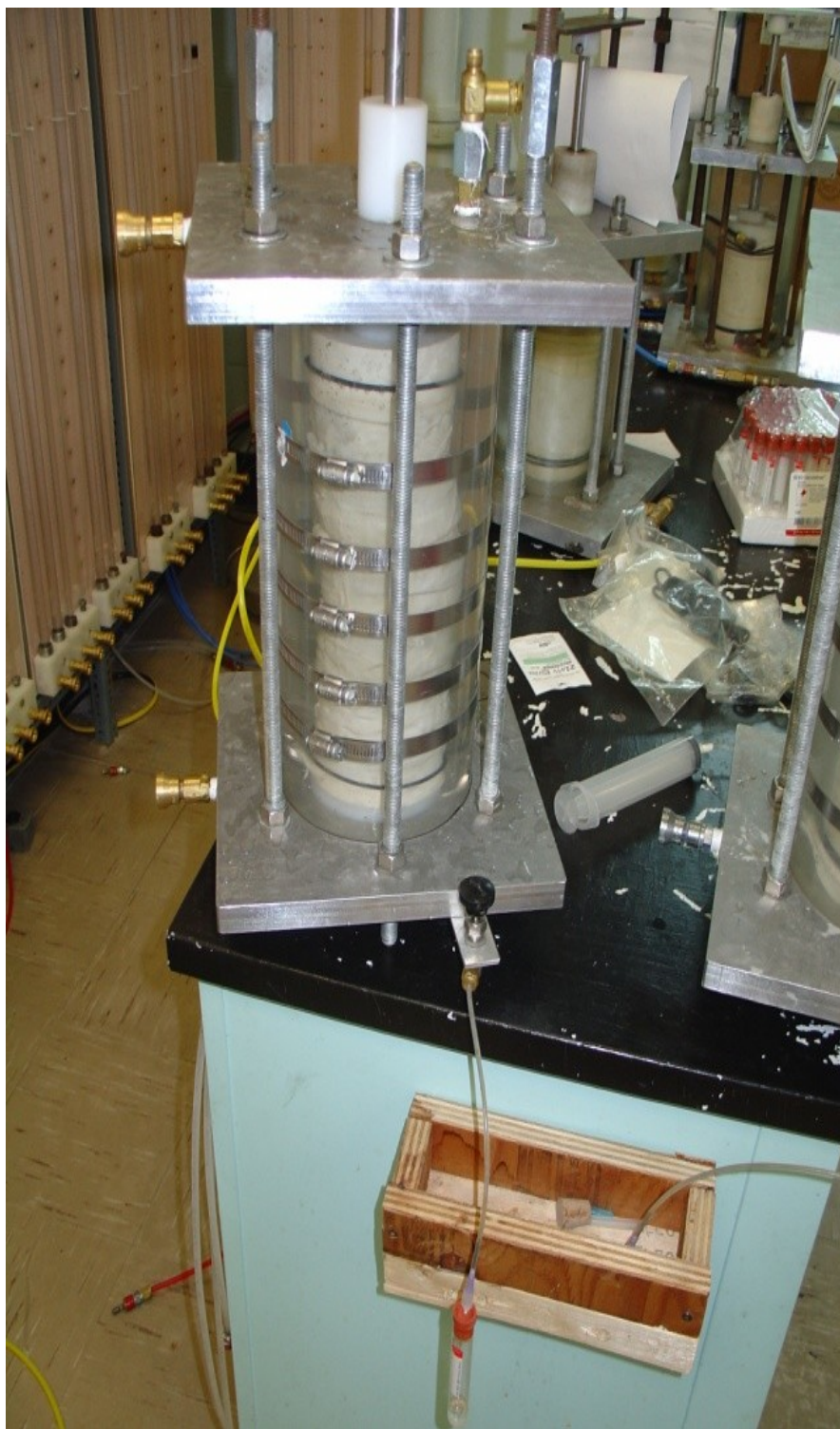


Figure A7.7: Extraction de l'eau interstitielle dans l'argile



Figure A7.8: Disposition des tranches d'argile et des papiers filtres dans l'extracteur à basse pression

BFI USINE DE TRIAGE LACHENAIE INC.

Lieu d'enfouissement sanitaire

*Puits d'échantillonnage
des eaux souterraines*

No identification du puits :	F-96-1
Élévation du dessus du couvercle (m) :	19,61
Diamètre du puits (mm) :	50,8
Profondeur totale (m) :	23,77
Profondeur du dessus de la crépine (m) :	21,87
Hauteur crépinée (m) :	1,6
Date d'installation :	06/96

Figure A7.9: Fiche signalétique d'un puits d'échantillonnage d'eau souterraine



Figure A7.10: Prise de niveau d'eau dans un piézomètre dans le till



Figure A7.11: Piézomètre dans le till avec son système de pompage dédié



Figure A7.12: Site 04



Figure A7.13: Crépine en PVC (0.01'' espacé de 0.25'' et 0.125'') et sable filtre 00



Figure A7.14: Échantillon d'argile avec présence de matière organique et de coquillages



Figure A7.15: Échantillon d'argile 07AB ST-1 après le détubage